

GEOLOGISTEN OLOSUHTEIDEN MERKITYS KESTÄVÄSSÄ RAKENTAMISESSA

Pro gradu –tutkielma
Konsta Kuorikoski
Turun yliopisto
Maantieteen ja geologia laitos
Geologian osasto
Toukokuu 2017

Sisällys

1. Johdanto	1
2. Maa- ja kallioperän stabiilisuuteen vaikuttavat ominaisuudet	2
2.1. Maaperä	2
2.1.1. Sedimenttien luokittelu	3
2.1.2. Geotekniset ominaisuudet	4
2.1.3. Sedimenttien geotekninen stabiilisuus	5
2.1.3.1. Moreeni	5
2.1.3.2. Karkearakeiset sedimentit	6
2.1.3.3. Hienorakeiset sedimentit	7
2.1.3.4. Eloperäiset sedimentit	8
2.2. Kallioperä	8
2.2.1. Kallioperän ja kivilajien ominaisuudet	8
2.2.2. Rakoilun merkitys ja ominaisuudet	9
2.3. Pohjavesi	11
3. Geologisten tekijöiden aiheuttamien ongelmien ennakointi ja hallinta	12
3.1. Kartoitus ja pohjatutkimukset	12
3.1.2. Geofysikaaliset tutkimusmenetelmät	13
3.1.2.1. Aerogeofysikaaliset mittaukset	13
3.1.2.2. Painovoimamittaukset	14
3.1.2.3. Maatutkaus	15
3.1.3. Kairaukset	16
3.1.3.1. Timanttikairaus	16
3.1.3.2. Siipi- ja painokairaus	16
3.1.3. Näytteenotto	18
3.2. Perustusmenetelmät	18
3.3. Ongelmakohtien hallinta	20
3.3.1. Rinteiden vahvistaminen	20

3.3.2. Maanparannus ja pohjaveden hallinta	22
4. Esimerkkejä geologisten olosuhteiden vaikutuksesta rakentamiseen	23
4.1. Massaliikunnot	23
4.1.1. Massiivinen kivivyöry – Turtle Mountain, Frank, Kanada.....	25
4.1.2. Epävakaan alueen massaliikunto – Mayunmarca, Rio Mantaro, Peru.....	30
4.1.3. Maan valuminen - Handlová, Slovakia.....	36
4.2. Maanvajoaminen	40
4.2.1. Pohjaveden liikapumppaus – México, Meksiko	43
4.2.2. Öljykentän vajoaman korjaus – Long Beach, Kalifornia, Yhdysvallat	49
4.2.3. Kaivostoiminnan maanvajoama – Kiiruna, Ruotsi	55
4.3. Karstimaat	59
4.3.1. Karstivajoamat kaupunkialueella – Tampa ja Orlando, Florida, Yhdysvallat	62
4.3.2. Karstin osuus massaliikunnossa – Folkestone Warren, Kent, Iso-Britannia	69
4.4. Kallioperän heikkousvyöhykkeet.....	76
4.4.1. Pohjaveden hallinta kaupunkialueella – Kluuvien ruhje, Helsinki, Suomi	76
4.4.2. Moderni pato aktiivisen jännityksen alueella – Jinping, Sichuan, Kiina	82
5. Yhteenveto	89
6. Kiitokset	96
7. Lähteet.....	96

TURUN YLIOPISTO

Maantieteen ja geologian laitos. Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta

KUORIKOSKI, KONSTA: Geologisten olosuhteiden merkitys kestävässä rakentamisessa

Pro gradu –tutkielma, 115s.

Geologian osasto

Toukokuu 2017

Geologinen ympäristö on maaperän, kallioperän ja pohjaveden muodostama kokonaisuus. Niiden syntyhistorialla, fysikaalisilla ominaisuuksilla ja ulkoisista tekijöistä johtuvilla muutoksilla on suuri merkitys rakentamisessa. Rakennuskohteessa vallitseva geologia voi säädellä rakennussuunnittelun kulun tai aiheuttaa käyttöön aikana ongelmia niin rakennukselle kuin sitä käyttäville henkilöille. Geologiset olosuhteet aiheuttavat rakennuksille ongelmia, joihin kuuluvat massaliikunnot, maanvajoamat ja kallioperän heikkoudet. Ongelmia voidaan ehkäistä etukäteen tai niiden aiheuttamia vahinkoja voidaan korjata jälkikäteen.

Massaliikunnot ovat rinteiden heikkouksien ja pohjaveden liikkeen aiheuttama yhteisilmiö. Niiden esiintymiseen ja aktivoitumiseen on useita syitä, joiden vaikutusta on mahdollista lieventää aktiivisella tarkkailulla ja stabiloivilla menetelmillä. Maanvajoamien syyt ovat sedimenttikerrosten tilavuuden muutoksissa tai kallioperän tukimassan poistumisessa. Sedimenttikerrosten tilavuuden muutos on seurausta luonnollisesta tai ihmistoiminnan aiheuttamasta nesteen poistumisesta. Seuraus karkeilla sedimenteillä on kompaktoituminen ja hienorakeisilla konsolidoituminen. Kallioperässä kyse on yleensä kaivostoiminnan aiheuttamasta maan poistumisesta. Sedimenttikerrosten vajoamista voidaan hallita ja jopa korjata. Kaivostoiminnan yhteydessä pystytään vain estämään rakennuksille koituvia vahinkoja. Kallioperän heikkouksia ovat karbonaattien karstiutuminen ja kiteisten kivilajien rakoilu sekä siirrokset. Karstimailla vedenkierrosta aiheutuva rapautuminen on jatkuva ja luonnollinen prosessi. Siitä seuraa massaliikuntoja ja karstivajoamia, joita molempia voidaan ehkäistä tai hallita. Rakoilulla ja siirroksilla ei ole suoraa vaikutusta pienimuotoiseen rakentamiseen. Suuremmat riskit ovat laajoissa rakenteissa, jotka tuetaan kallioon. Heikkousvyöhykkeiden suurempi vedenjohtavuus kiinteään kallioon nähden aiheuttaa ongelmia kaupunkialueen tunnelirakenteille ja pohjaveden hallinnalle.

Tarkastelussa todettiin paikallisten geologisten olosuhteiden olevan selvästi yhteydessä rakennuksille aiheutuviin haittoihin. Tarkasteltavana olleet esimerkit kuvaavat laajasti erilaisia ongelmia ja olosuhteita. Ongelman ilmenemistä, seurauksia ja jatkotoimenpiteitä tarkasteltiin suhteessa tapahtuma-ajankohtaan ja käytettävissä olleisiin menetelmiin. Osalla kohteista geologia aiheuttaa ongelman, joka on jätetty huomioimatta rakennusvaiheessa. Joissain ihmistoiminta on johtanut ongelmien syntyyn, koska geologia on ollut siihen suotuisa. Loput kohteista ovat näiden sekoitus, joissa ongelma on voimistunut ihmistoiminnan seurauksena. Ongelmien hallinta vaatii tarkan pohjatutkimuksen, jossa otetaan huomioon paikallisen geologian erityisominaisuudet ja suunnitellaan rakennukset niiden ehdoilla. Tarkastelussa havaittiin huolellisella suunnittelulla olevan olennainen osa rakennusten stabiilisuuteen.

Asiasanat: geotekniikka, rakentaminen, riskit, ennaltaehkäisy

1. Johdanto

Rakentaminen on lyhytaikainen ja hyvin paikallinen osa maan muutosta. Rakennettaessa maata muokataan tarkoitukseen sopivaksi ja käyttöiän aikana rakennus kohdistaa maahan oman painonsa. Muutokset geologisella aikajanelalla ovat merkityksellisiä, mutta rakennuksen käyttöiän aikana niistä voi tulla ongelmallisia. Geologisten olosuhteiden nopeat tai hitaat muutokset sen sijaan voivat aiheuttaa merkityksellisen ja välittömän ongelman rakennuksen tulevaisuudelle. Rakennuksiin vaikuttava geologia on pitkän kehityksen tulos, johon ovat vaikuttaneet mannerlaattojen liike, merenpinnan vaihtelut ja eroosio. Kehitys on jatkuvaa ja näkyvät muutokset voivat olla yhtä lailla nopeita kuin hitaitakin. Geologisten olosuhteiden huomioonottaminen on olennainen osa rakennussuunnittelua. Parhaimmillaan olosuhteiden suuriinkin muutoksiin voidaan vaikuttaa, joko yhden rakennuksen tai kokonaisten kaupunkien mittakaavalla.

Paikalliseen geologiaan kuuluvat maaperä, kivilajit, kallioperän heikkoudet ja pohjavesi. Niiden merkityksen selvittäminen kestävän rakentamisen kannalta vaatii tiedon syntyhistoriasta ja nykytilanteesta, mutta myös tulevaisuuden mahdollisista muutoksista. Tuoreita muutoksia voivat olla laattatektoniikan aiheuttamat jännitteet, eroosio ja pohjaveden jatkuva liike. Rakennuskohteessa selvitetään geologisista tekijöistä johtuvia ongelmia, joita ovat esimerkiksi kerrosjärjestys, rakoilu sekä kivilajien ja maaperän ominaisuudet. Rakennuksiin kohdistuvat ongelmat liittyvät rakennelman vakauteen tai laajempiin muutoksiin ympäristössä.

Tässä tutkimuksessa tarkastellaan rakennuksille aiheutuvia haittoja, joiden ilmentymiseen geologiset olosuhteet ovat jollain tavalla yhteydessä. Tarkastelu on kohdistettu hyvin selkeisiin esimerkkeihin, joissa olosuhteiden osuus voidaan erottaa ihmistoiminnan vaikutuksista. Tarkasteltavat ongelmat käsittävät pitkän aikavälin muutoksia, joiden seuraukset voivat olla hitaita tai nopeita. Vahinkoja tarkastellaan niiden laajuuden ja korjaustoimenpiteiden mahdollisuuksien osalta. Tässä tutkielmassa tehdyt tarkastelut arvioivat esimerkkien tapahtuma-ajankohtaan saatavilla olevia tutkimus-, korjaus- ja varmistusmenetelmiä sekä niiden hyödyntämistä ennen ongelman ilmenemistä ja sen jälkeen. Tarkastelussa arvioidaan myös korjaustoimenpiteiden onnistumista ja kohteen nykytilannetta. Tutkielmassa tarkasteltavana olevat ongelmat ovat massaliikunnot, maanvajoaminen, karstimaat ja kallioperän heikkoudet. Esimerkit on valittu laajasti erilaisista ympäristöistä ympäri maailmaa. Tarkastelun pohjana

käytetään maa- ja kallioperän geoteknisiä ominaisuuksia, yleisesti käytössä olevia tutkimus- ja vakautusmenetelmiä sekä kansainvälisiä luokituksia. Nämä on esitelty luvuissa 2 ja 3.

2. Maa- ja kallioperän stabiilisuuteen vaikuttavat ominaisuudet

2.1. Maaperä

Maaperä on kallioperän päälle kerrostuneiden sedimenttien muodostama kokonaisuus. Sedimenttien paksuuteen ja koostumukseen vaikuttavat synty-ympäristö, sijainti ja kallioperän topografia (mm. Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Suomessa maaperä on muodostunut jääkausivaiheiden aikana. Suurimmaksi osaksi kyse on viimeisimmän Veiksel-jäätiköitymisen kerrostumista sekä jäätiköitymisen jälkeisten vaiheiden rantamuodostumista. Maailmanlaajuisesti merenpinnan vaihtelut, joki- ja tuulikuljetus ovat olleet jäätiköitymisvaiheiden ohella kerrostavia olosuhteita (Walker ja James 1992). Globaali eustaattinen vaihtelu merenpinnan korkeudessa on vaikuttanut erilaisten synty-ympäristöjen esiintymiseen geologisen historian eri vaiheissa. Eustaattisella vaihtelulla tarkoitetaan merenpinnan tasossa tapahtuvaa muutosta globaalien ilmiöiden seurauksena, joita ovat suuret jäätiköitymisjaksot, mannerlaattojen liike tai ilmastonmuutokset. Myös paikallisesti tapahtuvat ilmiöt kuten maanpinnan vajoaminen ja voimakas sedimentaatio vaikuttavat merenpinnan korkeuden muutoksiin (Walker ja James 1992).

Eustaattisesta merenpinnan vaihtelusta seuraa klastisten sedimenttien kerrostumisen ja karbonaattisten sedimenttien saostumisen jaksoja (Walker ja James 1992). Klastiset sedimentit kerrostuvat matalan ja laskevan merenpinnan aikana. Merenpinnan noustessa klastisten sedimenttien kerrostuminen hidastuu ja muuttuu karbonaattiseksi saostumiseksi. Nouseva merenpinta on optimaalinen ympäristö karbonaattiselle sedimentaatiolle, sillä pinnankorkeus ja saostumisen määrä pysyvät vakiona pidemmän aikaa. Karbonaattiset kivilajit saostuvat, kun veden kalsium-pitoisuus ja lämpötila ovat oikeita. Suurin osa saostuneista kivilajeista on kalkkikiveä tai dolomiittia. Karbonaattinen saostuminen vaatii oikean syvyyden ja lämpötilan, sillä liian syvä, matala tai kylmä ympäristö keskeyttää prosessin (Walker ja James 1992). Korkean merenpinnan aikana karbonaattinen sedimentaatio jatkuu paikallisesti olosuhteiden suosiessa, mutta suurin osa on klastista kerrostumista.

2.1.1. Sedimenttien luokittelu

Maaperän sedimentit luokitellaan useilla tavoilla, joista monet perustuvat fysikaalisiin ominaisuuksiin. Luokitteluna voi käyttää myös syntytapaa, jolloin jako tapahtuu esimerkiksi jäätikkösyntyisiin, alluviaalisiin ja saostuneisiin (Walker ja James 1992, Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Geoteknisiin ominaisuuksiin perustuva luokittelu jakaa sedimentit niiden raekoon ja tiiveyden mukaisesti kitka- ja koheesiomaalajeihin (Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Tällä viitataan rakeiden tapaan kiinnittyä toisiinsa. Yksinkertaistettu raekoon mukainen luokittelu jakaa sedimentit sekarakeisiin, karkearakeisiin, hienorakeisiin ja eloperäisiin (Rantamäki *et al.* 1979). Suomessa on käytetty vuodesta 1949 lähtien raekokoon ja lajittuneisuuteen perustuvia luokitusmenetelmiä (Kauranne *et al.* 1979). Maatalouden tarkoituksiin suunniteltu varhainen rakennustekninen luokitus (RT) käytti yleistä maaperäsanastoa. Sen puutteita korjaavaksi ja paremmin kansainvälisiä luokitteluja vastaavaksi suunniteltiin 1970-luvulla geotekninen luokitus (GEO). Geotekninen luokitus käyttää geologista synty-ympäristöä, raekokoa ja humuspitoisuutta nimeämisperiaatteena (Kauranne *et al.* 1979, Rantamäki *et al.* 1979). Kansainvälisistä luokitteluista voidaan mainita Yhdysvaltalainen USCS-luokitus (*Unified Soil Classification System*), jonka variaatiota myös tämä tutkielma ja suuri osa lähdeartikkeleista käyttää. Se perustuu Yhdysvaltain armeijan 1940-luvulla kehittämään järjestelmään, joka on luotu lentokenttien pohjamaan selvitystä varten (ASTM International 2006). Nykyaikaiseen muotoon luokittelu on päivitetty vuonna 1952.

USCS-luokitus tehdään pitkälti raekoon perusteella, jonka lisänä hienorakeisiksi jaettaville tehdään lisäjaottelu plastisuuden ja suhteellisen vesipitoisuuden mukaan (ASTM International 2006). USCS-luokituksessa käytetyt luokat ovat karkearakeiset sora ($> 4,75$ mm) ja hiekka ($4,75-0,075$ mm) sekä hienorakeiset ($<0,075$ mm) siltti ja savi. Hienorakeisille tehdään alaluokitus plastisuuden mukaan, jossa savi on luokiteltu plastiseksi. Suomessa käytettävä geotekninen luokittelu (GEO) jakaa sedimentit synty-ympäristön, humuspitoisuuden ja raekoostumuksen mukaisesti (Korhonen *et al.* 1974). Ryhmät ovat eloperäiset, hienorakeiset, karkearakeiset ja moreenit. Tarkempi jako tehdään raekoon mukaisten lajitteiden osuuksien perusteella. Jaottelussa hienorakeisiksi lasketaan savi ($< 0,002$ mm) ja siltti ($0,002-0,06$ mm). Karkearakeisia ovat hiekka ($0,06-2$ mm) ja sora ($2-60$ mm). Lisäksi moreenien luokittelussa on mukana soraa karkeampia lajitteita eli kiviä ($60-600$ mm) ja lohkaraita (> 600 mm).

Luokittelu tehdään seulomalla näyte. Raekokoluokat saadaan sen mukaan, mikä osa materiaalista läpäisee tai jää siivilään. Seulontamenetelmästä käytetään nimitystä D50, joka tarkoittaa 50 % yhteenlaskettua osuutta näytteen kokonaismäärästä (mm. Rantamäki *et al.* 1979). Raekoot lasketaan yhteen hienoimmasta karkeimpaan ja nimitys tulee sen siivilän kohdalla, jossa kokonaismäärä on 50 %. Hienoaineksella ja sekarakeisella lajitteella käytetään lisämääritelmiä (Rakennusinsinööriyhdistys 1964, ASTM International 2006). Geoteknisessä luokittelussa tarkastellaan hienoaineksen osalta saven määrää näytteessä. USCS-luokituksessa hienorakeiset jaetaan plastisuuden perusteella eli kuinka monta 3,2 mm pituista pätkää kuivatusta näytteestä saadaan (ASTM International 2008). Näyte jaetaan geoteknisessä luokituksessa moreeneihin, jos yksikään siivilä ei pidätä yli 10 % määrää. Tarkentava nimitys tulee D50-seulonnan mukaisesti.

2.1.2. Geotekniset ominaisuudet

Sedimenttien stabiilisuuden määrittelyyn käytetään niiden geoteknisiä eli fysikaalisia ominaisuuksia (Kauranne *et al.* 1974). Tässä tutkielmassa keskitytään ominaisuuksiin, joilla on suora yhteys stabiilisuuteen tai ne ovat muuten merkittäviä kestävää rakentamista ajatellen. Tarkasteltavia ominaisuuksia ovat vedenläpäisevyys, kantavuus, kokoonpuristuvuus ja routivuus (mm. Rantamäki *et al.* 1979). Geotekniset ominaisuudet määritetään indeksiominaisuuksilla, joihin kuuluvat raekoko, lajittuneisuus, leikkauslujuus, tiiveys ja plastisuus. Geoteknisten ominaisuuksien ja indeksiominaisuuksien yhteys on esitetty taulukossa 1.

Taulukko 1. Geoteknisten ominaisuuksien ja indeksiominaisuuksien yhteys toisiinsa Kauranne *et al.* (1974) ja Rantamäki *et al.* (1979) mukaan.

Geotekninen	Kantavuus	Kokoonpuristuvuus	Routivuus	Vedenläpäisevyys
Indeksi	Kokoonpuristuvuus, leikkauslujuus, lajittuneisuus, vesipitoisuus, raekoko, tiiveys	Leikkauslujuus, lajittuneisuus, raekoko, tiiveys	Vesipitoisuus, tiiveys	Raekoko, tiiveys, lajittuneisuus

Kantavuus on merkittävin sedimenttien stabiilisuutta määräävä ominaisuus. Sillä tarkoitetaan sedimentin kantokykyä painon alla. Kantavuuden arviointiin käytetään muita ominaisuuksia, kuten leikkauslujuutta hienorakeisilla ja lajittuneisuutta karkearakeisilla sedimenteillä (mm. Korhonen ja Helenelund 1964). Pohjaveden liikkumisen kannalta

tärkein ominaisuus on vedenläpäisevyys, johon vaikuttavat huokoisuus, tiiveys ja raekoko. Sedimenttien kokoonpuristuvuus eli tiivistyminen on yhteydessä kantavuuteen, mutta sitä käytetään ensisijaisesti rakennusten hallitun ja hallitsemattoman vajoamisen tarkastelussa. Rakennusten hallitusta vajoamisesta käytetään termiä asettuma (engl. *settlement*). Epätasainen asettuminen aiheutuu, kun rakennuksen eri osat painuvat eri nopeudella. Asettumisen syynä voi olla sedimentin paksuuden ja koostumuksen vaihtelu rakennuksen alla (mm. Bowen 1984). Routivuudella on merkitystä alueilla, joilla maahan sitoutunut vesi jäätyy talvikautena. Routimisella tarkoitetaan vesipitoisen maan jäätymistä, mistä seuraa muutoksia sedimentin ominaisuuksiin (Korhonen ja Helenelund 1964, Rantamäki *et al.* 1979). Routimisella kuvataan muutoksia sedimenttien ominaisuuksissa, kuten tilavuuden kasvamista. Routimista tapahtuu sedimenteissä, joiden raekoko mahdollistaa vedenläpäisevyyden, mutta pidättää osan vedestä (Korhonen ja Helenelund 1964, Rantamäki *et al.* 1979). Vedenpidättävyys estää sedimenttien laajentumista, kun vettä hyvin läpäisevissä sedimenteissä jäätyvä vesi pääsee liikkumaan vapaammin. Maan routiessa sen tilavuus ja vesipitoisuus kasvavat, josta seuraa maan halkeilua ja rakennusten epätasaista asettumista.

Indeksiominaisuuksista tiiveys vaikuttaa kantavuuteen, routivuuteen ja vedenläpäisevyyteen (Helenelund 1964, Rantamäki *et al.* 1979). Siihen vaikuttavat fysikaaliset ominaisuudet ovat sedimentin raekoko ja raemuoto. Myös sedimentin konsolidoitumisen määrä on merkitsevä. Leikkauslujuus tarkoittaa maalajin sisäisen jännityksen kestoa. Se mitataan voimana, joka vaaditaan tämän jännityksen rikkomiseen (Helenelund ja Korhonen 1964). Leikkauslujuuden määrään vaikuttavat tiiveys, raemuoto ja raekoko sekä rakeiden välinen kitka tai jännitys eli koheesio. Lajittuneisuus kertoo sedimentin syntyolosuhteista. Sillä on merkitystä vedenläpäisevyyden, kantavuuden ja kokoonpuristuvuuden kannalta. Plastisuus kuvaa sedimentin sietokykyä vesipitoisuuden muutoksille (Korhonen ja Helenelund 1964). Plastisuudella on merkitystä hienorakeisten sedimenttien kantavuuden kannalta.

2.1.3. Sedimenttien geotekninen stabiilisuus

2.1.3.1. Moreeni

Moreeni on geoteknisen luokituksen mukaan sekarakeinen ja huonosti lajittunut tai lajittumaton sedimentti (Korhonen *et al.* 1974, Rantamäki *et al.* 1979, Haavisto-

Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Sitä muodostuu jäätiköitymisen aikana, kun mannerjäätikön sisäinen virtaus kuljettaa erikokoisia rakeita. Jään alla muodostuu tiivistä abraasio- eli pohjamoreenia (Walker ja James 1992). Klastit ovat kuluneet pitkulaisiksi ja osoittavat jään kulkusuuntaan. Jäätikön päältä ja sisältä virtaa sen sivuille ja eteen löyhempää moreenia, jota Suomessa kutsutaan ablaatio- eli reunamoreeniksi (Walker ja James 1992, Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Se on usein lajittuneempaa pitkän kulkeumanmatkan ansiosta. Geoteknisen luokituksen mukaan moreenissa ei ole yli 60 % osuutta mitään yksittäistä raekokoluokkaa. Moreenien tässä tutkimuksessa käytetty jaottelu ja tärkeimmät ominaisuudet on esitetty taulukossa 2.

Taulukko 2. Maa- ja kallioperän tärkeimmät rakennettavuusominaisuudet, mm. Rantamäki *et al.* (1979) mukaan.

	Kantavuus	Kokoonpuristuvuus	Routivuus	Rakennettavuus
Kallioperä	Erinomainen	-	-	Erinomainen
Hienoainesmoreeni	Kohtalainen	Vähäinen	Routiva	Heikko
Hiekkamoreeni	Hyvä	Vähäinen	Routimaton	Hyvä
Soramoreeni				
Sora	Hyvä	Vähäinen	Routimaton	Hyvä
Hiekka		Kohtalainen		
Hienoainesmaalajit	Heikko	Suuri	Routiva	Heikko
Eloperäinen maa	Erittäin heikko	Erittäin suuri	Routiva	Hyvin heikko

Moreenin rakennettavuuteen ja stabiilisuuteen vaikuttaa hyvin paljon sen koostumus. Raekokojakauma vaikuttaa tiiveyteen, vedenläpäisevyyteen ja kokoonpuristuvuuteen (Korhonen ja Tammirinne 1967, Kauranne *et al.* 1979). Moreenilla suurimman raekokoluokan mukaiset ominaisuudet ovat merkitseviä myös kokonaisuuden kannalta. Yleisesti ottaen leikkauslujuus on suuri tai vähintään kohtalainen, sillä raekokovaihtelu on suurta (Kauranne *et al.* 1979, Rantamäki *et al.* 1979). Samasta syystä kokoonpuristuvuus on yleensä pientä. Hienoainespitoisella moreenilla koheesiosta on merkittävä kantavuuden määrän kannalta. Hienoainesmoreenit ovat kosteina löyhiä, mutta vesipitoisuuden vähentyminen parantaa niiden kantavuutta. Suurin osa moreeneista on routimattomia hyvän vedenläpäisevyyden ja pienen vesipitoisuuden takia.

2.1.3.2. Karkearakeiset sedimentit

Karkearakeisiin sedimentteihin kuuluvat geoteknisen luokituksen mukaisista raekokoluokista sora (60–2 mm) ja hiekka (2–0,06 mm). Ne ovat kerrostuneet jäätiköitymisen aikaisissa joki- ja rantaprosesseissa tai alluviaalisissa

kerrostumisympäristöissä (Walker ja James 1992, Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Yhteistä kerrostumille on hyvä lajittuneisuus ja rakeiden usein pyöristynyt muoto. Karkearakeiset sedimentit katsotaan vakaiksi rakennuspohjiksi, koska niiden ominaisuudet pysyvät samoina vesipitoisuuden tai muiden olosuhteiden muuttuessa (Korhonen ja Tammirinne 1967, Kauranne *et al.* 1979). Karkearakeiset sedimentit pidättävät vettä heikosti ja niiden kantavuus on hyvä. Lajitteiden kokoonpuristuma on vähäinen. Koska vesi liikkuu vapaasti lajittuneissa kerroksissa, ovat karkearakeiset sedimentit routimattomia. Hienorakeinen hiekka (taulukko 2) pidättää paremmin vettä ja on siten sekä routiva että voimakkaammin kokoonpuristuva mm. Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005).

2.1.3.3. Hienorakeiset sedimentit

Geoteknisen luokittelun mukaisesti hienorakeisiin sedimentteihin luokitellaan raekoot, jotka vastaavat silttiä (0,06 mm – 0,002 mm) ja savea (< 0,002 mm). Suurin osa hienorakeisista sedimenteistä on kerrostunut veteen (Rantamäki *et al.* 1979, Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Siltti ja savi ovat koheesiomaalajeja, mutta muilta osin niiden ominaisuudet eroavat. Siltti on lähempänä karkearakeisia sedimenttejä, sillä sen vesipitoisuus on savea pienempi (Korhonen ja Tammirinne 1967). Savi on herkkä vesipitoisuuden aiheuttamille fysikaalisille muutoksille, kuten kuivumiselle.

Hienorakeiset sedimentit ovat heikkoja tai kohtalaisia rakennuspohjia. Ne ovat voimakkaasti kokoonpuristuvia ja niiden leikkauslujuus on yleensä heikko (Kauranne *et al.* 1979, Rantamäki *et al.* 1979). Kokoonpuristuvuuden määrään vaikuttaa vesipitoisuuden lisäksi raekokojakauma. Kokoonpuristumista on vähemmän, kun raekoko kasvaa. Kokoonpuristuvuus jatkuu pitkään rakentamisen jälkeen ja voi aiheuttaa vahinkoa rakennukselle koko sen käyttöajan. Saven ja siltin erilaisista fysikaalisista ominaisuuksista johtuen sekä kitkalla että koheesiolla on vaikutusta kantavuuteen ja leikkauslujuuteen (Korhonen ja Tammirinne 1967). Hienorakeisten sedimenttien erikoispiirre on pintaosien kuivumisen luoma kuivakuorikerros, jonka leikkauslujuus ja kantavuus ovat huomattavasti alla olevaa vesipitoista sedimenttiä suurempia.

2.1.3.4. Eloperäiset sedimentit

Eloperäisiin sedimentteihin lasketaan syntyvän mukaisesti lieju ja turve (Kauranne *et al.* 1974, Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005). Ne ovat syntyneet biomassasta. Liejua esiintyy rannikoilla ja kuivuneiden vesistöjen paikalla. Se on hyvin vesipitoinen, mutta vähäisesti humuspitoinen (Kauranne *et al.* 1979). Turve on käytännössä kokonaan kasvipерäinen sedimentti, jota muodostuu suomilla. Molemmille on yhteistä hyvin suuri vesipitoisuus ja kokoonpuristuvuus. Käytännössä eloperäiset sedimentit ovat rakentamiseen kelpaamattomia (mm. Ympäristöministeriö 2004). Siksi niitä ei käsitellä tarkemmin tämän tutkielman puitteissa.

2.2. Kallioperä

2.2.1. Kallioperän ja kivilajien ominaisuudet

Kallioperä on kiinteä kokonaisuus, joka koostuu kivilajeista. Se jakautuu pienempiin blokkeihin, joita rajaa rakoilu. Kallioperän geoteknisessä tarkastelussa lähtökohta on kivilajin ja sen ominaisuuksien tunnistaminen, jota seuraa kallioperän rakenteellisten ominaisuuksien tarkastelu (Legget ja Hatheway 1988). Niihin kuuluvat tektonisissa prosesseissa eli mannerlaattojen liikkeessä syntyneet poimut, siirrokset ja hirtovyöhykkeet. Geotekninen tarkastelu pitää sisällään myös ulkopuoliset vaikuttajat, kuten rapautumisen ja lämpötilan aiheuttamat muutokset. Kallioperän kestävyyttä arvioidaan rakoilun ja pohjaveden olemassaolon kautta (Bowen 1984). Muita tarkasteltavia asioita ovat mineraalikoostumus, kerroksellisuus ja sen suuntaus. Kerroksellisuuden osalta selvitetään kivilajit, ikä ja rapautuneisuus.

Mineraalien raekoko vaikuttaa kivilajin lujuuteen siten, että isommat rakeet ovat heikompia kuin hienommat rakeet (Kauranne *et al.* 1979, Bowen 1984). Porfyirisillä kivilajeilla lujuuteen vaikuttaa hajarakeiden ja matriksin kestävyys. Myös kemiallisilla ominaisuuksilla on vaikutus, sillä osa mineraaleista on alttiimpia kemialliselle kulutukselle.

Kivilajit luokitellaan geologisen alkuperän mukaan kolmeen ryhmään, magmaattisissa prosesseissa syntyneisiin, sedimenttisyntyisiin ja metamorfoituneisiin. Näistä

magmaattisissa prosesseissa syntyneet kivilajit luokitellaan edelleen kemiallisen koostumuksen ja tarkemman synty-ympäristön mukaisesti. Syntyperän mukainen luokittelu soveltuu parhaiten geotekniseen tarkasteluun (Bowen 1984). Magmakivien luokista syväkivet ovat yleisesti katsoen karkearakeisia ja suuria massoja. Juonikivet ovat keskirakeisia ja vulkaniitit hienorakeisia. Tässä tutkimuksessa magmaattisesti syntyneistä syväkivistä ja juonikivistä käytetään yhteisnimitystä ”magmaattinen”. Vulkaniitit ovat oma luokkansa. Syy erotteluun on kivilajien erilainen mekaaninen kestävyys, jossa vulkaniitit ovat heikompia kuin juoni- ja syväkivet. Nimityksissä puhutaan myös intrusiivisesti syntyneistä, joilla viitataan syntytapaan. Sedimenttisyntyiset kivet kemiallista tai fysikaalista rapautumista seuraavan kerrostumisen lopputulos (Bowen 1984, Fetter 2001). Klasteista konsolidoituvat sedimenttikivet ovat herkkiä virtaavan veden aiheuttamalle kulutukselle sekä ulkopuolisen jännityksen aiheuttamalle deformaatiolle. Saostumalla muodostuvat karbonaattiset sedimenttikivet ovat mekaanisesti kestäviä, mutta alttiita kemialliselle kulutukselle. Metamorfiset kivet syntyvät, kun paine- ja lämpötilaolosuhteet muuttuvat. Seurauksena mineraalit uudelleenkiteytyvät ja olemassa oleva kerroksellisuus tiivistyy foliaatioksi. Metamorfisten kivien raekoko vaihtelee, mutta kokonaisuutena niitä voidaan pitää lujina (Bowen 1984, Legget ja Hatheway 1988).

Suomessa käytetään kallioperälle rakennusteknistä luokittelua, jossa tarkastellaan kivilaatua ja rakoilua (Rantamäki *et al.* 1979). Kivilaatu tarkoittaa rapautuneisuutta, tekstuuria, mineraalikoostumusta ja raekokoa. Mineraalien osalta tarkastellaan lähinnä kovuutta. Rakoilun osalta tarkastellaan rakotyyppiä, -tiheyttä, -kokoa ja -täytteitä. Näiden perusteella tehdään arvio rakenteellisesta kestävydestä. Maailmalla kallioperän kestävyuden arviointi on nykyisin hyvin pitkälti rakoiluun ja sen ominaisuuksien selvittämiseen perustuvaa (Wyllie ja Mah 2004, Gokhale 2008). Yleisin menetelmä on kairasydämistä tehtävä RQD-luokitus, joka on esitelty luvussa 3.2.3.1.

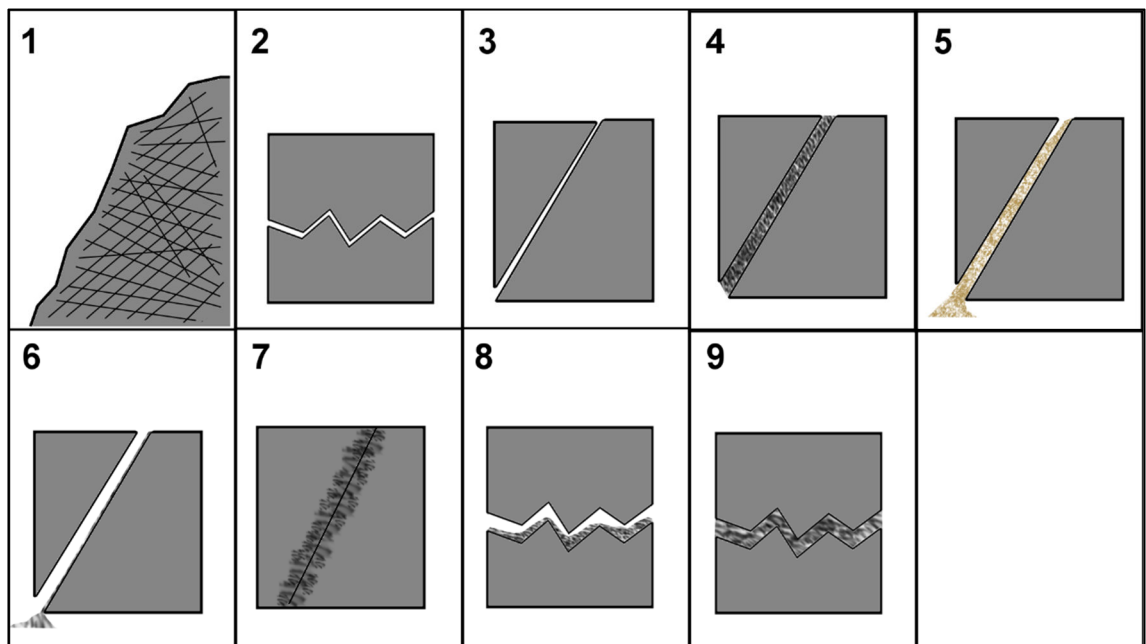
2.2.2. Rakoilun merkitys ja ominaisuudet

Rakoilu syntyy, kun jännityksessä oleva kallioperä murtuu (mm. Brekke ja Howard 1972). Jännitys on luonnollista ja johtuu pääasiassa mannerlaattojen liikkeistä. Sen suunta ja määrä yhdessä kivilajin kanssa vaikuttavat siihen, millaista rakoilua syntyy. Jännitys voi olla puristavaa, vetävää tai hiertomaista. Rakoja voi syntyä myös nopeissa tapahtumissa, joiden taustalla on ihmistoiminta tai maanjäristykset. Rakopintaa pitkin

tapahtuva voimakas hierto aiheuttaa näkyvän siirtymän, jolloin käytetään termiä siirros. Leveitä siirroksia kutsutaan ruhjeiksi, kun liikkuneiden lohkojen väliin jäänyt kallio on ruhjoutunut tai kulunut eroosion voimasta.

Kallion pinnan tai toisten rakojen kanssa risteävä rakoilu luo epäjatkuvuuspintoja (Wyllie ja Mah 2004). Epäjatkuvuuspinta on lähtökohtaisesti heikompi kuin eheä kivimassa. Tästä syystä niitä tarkastellaan monien tässä tutkimuksessa esitettyjen esimerkkiongelmien aiheuttajina tai osasyllisinä. Epäjatkuvuuspinnalla on useita ominaisuuksia, jotka riippuvat syntyolosuhteista ja isäntäkivilajista sekä rakoilun aiheuttajasta. Näitä ovat morfologia eli pinnan muoto, vesipitoisuus, rakotäyte ja sen ominaisuudet. Rakoilulle on tyypillistä esiintyä setteinä eli useamman samansuuntaisen raon kokonaisuuksina (Brekke ja Howard 1972).

Rakoilua tarkastellaan sen mukaan, miten se vaikuttaa kallioperän eheyteen ja vakauteen (kuva 1). Kallioperän eheyteen vaikuttaa kivimassan raekoko ja rakoilun määrä. Kokonaisuutena voimakkaasti rakoileva ja hienorakeinen kivimassa on heikompi kuin karkeampirakeinen tai sedimenttisyntyinen, jossa ei ole rakoilua (Brekke ja Howard 1972, Wyllie ja Mah 2004). Rakoilun olemassaolo tekee siitä kestävyys kannalta merkittävän. Epätasainen ja puhdas rako aiheuttaa kallioblokkien välistä kitkaa, jotka



Kuva 1. Erilaisten rakojen stabiilisuus Wyllie ja Mah (2004) pohjautuen. 1) Voimakkaasti rakoileva hienorakeinen kallio 2) Epätasainen ja puhdas rako 3) Sileä ja puhdas rako 4) Sileä rako, jossa hienoainesta täyte 5) Sileä rako, jossa karkea täyte 6) Sileä rako, josta täyte huuhtoutunut pois 7) Sementoitunut rako 8) Epätasainen rako, jossa osittainen täyte 9) Epätasainen rako, joka on täyttynyt.

pitää ne paikoillaan. Myös sileä rako on stabiili kitkan ansiosta, mutta sen heikentymiseen tarvittava jännityksen määrä on pienempi kuin epätasaisessa rakoilussa. Sileä rako on lähtökohtaisesti liukas, jota isäntäkivien mineraalikoostumus ja raossa virtaava vesi voivat voimistaa. Sileä ja puhdas rako on stabiilimpi kuin sileä, mutta täytteestä tyhjentynyt rako (Brekke ja Howard 1972). Tyhjentynyt rako on oletusarvoisesti leveämpi kuin sellainen, jossa ei ole täytettä ollutkaan. Täyttynyt rako on heikoin, sillä sen ominaisuudet riippuvat lähes täysin rakotäytteen ominaisuuksista. Epätasaisien rakojen kestävyys kasvaa sen mukaan, miten suuri epätasaisuuden määrä on rakotäytteen paksuuteen nähden.

Rakotäytteiden ominaisuudet vaikuttavat vaihtelevasti raon stabiilisuuteen. Esimerkiksi karbonaattinen täyte voi kiinnittää eli sementoida kiviblokit takaisin yhteen, mutta sauma on kuitenkin yhä herkkä kemialliselle kulutukselle (Brekke ja Howard 1972, Wyllie ja Mah 2004). Kloriitti, talkki ja grafiitti tekevät sileistä raoista hyvin liukkaita. Savimineraalit ovat yleisesti heikkoja, koska savi liikkuu herkästi veden virtauksen voimasta. Mekaanisesta kulutuksesta tullut, karkea täyte on näennäisesti kestävä, mutta liikkuu kohti tasapainotilaa koheesion puutteen takia (Brekke ja Howard 1972).

2.3. Pohjavesi

Pohjavesi virtaa maanpinnan alla kallioperän raoissa sekä maaperässä maarakeiden välissä. Pohjavesi kerääntyy geologisiin kerroksiin eli akvifereihin, jotka ovat vettäläpäiseviä ja joissa on vapaita tyhjiä tiloja. Pohjavettä muodostuu jatkuvasti, mutta sen määrä vaihtelee jaksoittaisesti. Pohjavesi purkautuu paikoissa, jossa vedenpinta kohtaa maanpinnan. Muodostuvan ja purkautuvan pohjaveden määrään vaikuttaa esimerkiksi sateisuus (Kauranne *et al.* 1979, Fetter 2001). Hienorakeisen sedimentin rakeet sitovat vettä ympärilleen, kun karkearakeisessa sedimentissä vesi vain täyttää tyhjän rakeiden välissä. Sedimenttien vedenläpäisevyyteen vaikuttaa hienoaineksen määrä ja sedimentin tiiveys.

Pohjaveden pinta myötäilee loivasti yleistä topografiaa. Pintavesistöt ilmaisevat pohjaveden pinnan korkeutta. Suomessa pohjavesi on pääosin noin 2–4 m maanpinnan alapuolella (mm. Kauranne *et al.* 1979). Pohjaveden pinnankorkeuden tuntemus on rakennusten suunnittelun ja ongelmien havainnoinnin kannalta olennaista. Tutkimus suoritetaan tarkastelemalla pinnankorkeutta kairauksissa tai kaivoissa. Toinen menetelmä

on mitata vedenpaineen määrä suoraan kerroksessa pistemäisellä pietsometrimenetelmällä.

Kallioperässä pohjavesi vaikuttaa epäjatkuvuusvyöhykkeiden stabiilisuuteen. Raoissa liikkuva vesi heikentää rakotäytteiden tai kallioblokkien välistä kitkaa. Rakoihin jäänyt ja jäätynyt vesi aiheuttaa lisää rakoilua ja murtumia (mm. Wyllie ja Mah 2004). Kivilajeista juoni-, syvä- ja metamorfiset kivet ovat vettäläpäisemättömiä ja muutenkin kestävät hyvin veden aiheuttamaa kulutusta (Fetter 2001). Vulkaniitit ovat syntytapansa takia huokoisempia ja johtavat paremmin virtaavaa vettä. Vettäpidättävissä kivilajeissa ja tiiviissä sedimenteissä ei ole sen virtaamiseen soveltuvia rakoja (Bell *et al.* 1986, Fetter 2001). Esimerkiksi basaltti voi pitää sisällään vettä sulkeumina, mutta siinä ei ole kanavia virtaamaa varten.

Sedimenttikivet, joiden syntymekanismiin on kuulunut vesi jossain muodossa, ovat herkkiä virtaavan veden aiheuttamille muutoksille (Bell *et al.* 1986, Fetter 2001). Näitä ovat pakkautuneet tai saostuneet sedimenttikivet. Evaporiittisilla ja karbonaattisilla kivillä tapahtuu kemiallista rapautumista, jonka määrä ja voimakkuus ovat riippuvaisia sekä kivilajista että veden ominaisuuksista. Kemiallinen rapautuminen on voimakkainta kylmässä vedessä. Pakkautuneet eli sementoituneet sedimenttikivet kuten savi- ja hienoainesliuskeet ovat herkkiä kuivumista seuraavalle lohkeilulle.

3. Geologisten tekijöiden aiheuttamien ongelmien ennakointi ja hallinta

3.1. Kartoitus ja pohjatutkimukset

Pohjatutkimuksilla selvitetään rakentamiseen liittyviä ongelmia maa- ja kallioperän geologian ja geoteknisten ominaisuuksien pohjalta. Tarkastelu jakaantuu paikalliseen ja alueelliseen mittakaavaan, jotka ovat suhteellisia käsitteitä. Alueellinen tarkastelu käsittää laajemman kokonaisuuden, esimerkiksi maakunnan tai kaupungin alueen. Paikallinen tarkastelu on kohdistettu suoraan kohteeseen ja sen ominaisuuksiin. Pohjatutkimuksiin otetaan mukaan aiemmin suoritettut selvitykset, karttatiedot ja mahdolliset ilmakuvat (mm. Helenelund 1980). Geologisia karttoja ja aiempia tutkimuksia käytetään tarkempien lisäselvitysten suunnittelussa, joita ovat esimerkiksi

geofysikaaliset mittaukset ja kairaukset.

Pohjatutkimuksilla pyritään selvittämään tekijät, joilla on vaikutusta rakennettavan kohteen vakauteen, kestävyyteen ja turvallisuuteen. Näihin kuuluvat kivilajit, kallion pinnan sijaintisyvyys ja rikkonaisuus. Myös siirrostien, poimujen ja ruhjevyöhykkeiden olemassaolo ja sijainti selvitetään. Maaperästä tarkastellaan maalajeja ja niiden fysikaalisia ominaisuuksia, kerrosjärjestystä ja -paksuutta, rinteiden kaltevuutta ja pohjaveden pinnan korkeutta (mm. Kauranne *et al.* 1979). Rakennusvaiheessa pohjatietoa tarvitaan oikean perustusmenetelmän valitsemiseksi ja muiden varmistusten laatimiseen (Korhonen ja Tammirinne 1967, Kauranne *et al.* 1979).

Tässä tutkielmassa käytetyt kartat perustuvat lähdemateriaaliin. Niiden tarkkuus ja sisältö on siten rajoittunut siihen, mitä kohteiden alkuperäiset tutkijat ovat päättäneet esittää tutkimuksiensa tukena. Osa kartoista on luotu paikkatietokantojen pohjalta käyttämällä QGIS-ohjelmistoa (versio 2.1.8.). Saatavilla olevien aineistojen tarkkuus vaihtelee erittäin yksityiskohtaisesta hyvin yleisluontoiseen. Parhaimmillaan tietokanta mahdollistaisi monikerroksisen esityksen alueellisesta maa- ja kallioperästä. Heikoimmillaan (luku 4.4.2. Jinping, Kiina) tietokanta mahdollistaa vain alueen kallioperän syntyajankohdan ja olosuhteiden yleisen esityksen.

3.1.2. Geofysikaaliset tutkimusmenetelmät

3.1.2.1. Aerogeofysikaaliset mittaukset

Aerogeofysikaaliset mittaukset ovat lentokoneesta suoritettavia monilaitemittauksia, joilla mitataan maa- ja kallioperän magneettista kenttää, sähkönsäilyvyyttä ja säteilyarvoja. Näistä aeromagneettisilla ja aerosähkömagneettisilla mittauksilla saadaan maa- ja kallioperästä selville ominaisuuksia, joita voidaan käyttää geoteknisen tarkastelun tukena. Mittausten etuna on nopeus ja tutkittavan alueen laajuus, mutta heikkoutena epätarkkuus tai epäselvyydet tulkintavaiheessa (Peltoniemi 1988). Mittauksien tarkkuuteen ja tarkasteluun vaikuttavat lentokorkeus, mittauslinjaväli ja paikannustarkkuus. Lentokorkeus vaikuttaa signaalin tehoon, joka heikentyy korkeuden kasvaessa. Heikko paikannustarkkuus vaikeuttaa mittauslinjojen sijoittamista mittausvaiheessa ja tulosten tulkintaa tarkastelussa. Mittauslinjat lennetään vierekkäisillä kaistoilla, jotka pyritään pitämään yhdensuuntaisina. Laajempaan alueelliseen

tutkimukseen soveltuva lentokorkeus on 500–5000 m ja mittauslinjaväli 150–1000 m (Peltoniemi 1988). Paikallisessa tutkimuksessa käytetään matalalentomittauksia, joiden lentokorkeus on 30 m ja mittauslinjaväli 200 m.

Aeromagneettinen menetelmä mitataan maan magneettivuon totaaliarvoa (Mattson 2001). Sillä saadaan selville kallioperän magneettisten mineraalien aiheuttamat anomaliat. Matalalentomittauksilla anomalioiden lähteet saadaan selville aina muutaman kilometrin syvyydestä asti (Kuivamäki 2009). Sedimenttikerroksissa magneettisten mineraalien osuus on liian vähäinen tarkempaan tarkasteluun. Aeromagneettisella menetelmällä voidaan havaita ruhjealueita, jos tarkasteltavan alueen taustamagneettisuus on korkea (Mattson 2001, Kuivamäki 2009). Ruhjeet näkyvät magneettisina minimeinä, koska niissä voimakkaasti rakoillut kallioperä sisältää enimmäkseen pohjavettä ja sedimenttejä.

Aerosähkömagneettinen menetelmä tutkii maa- ja kallioperän sähkönjohtavuutta. Sillä saadaan mitattua sähköäjohtavien sedimenttien ja kivilajien kerrospaksuudet (Kuivamäki 2009). Menetelmä toimii parhaiten vesipitoisten kerrosten alueella, koska kuivat kerrokset näkyvät tuloksissa neutraaleina (Mattson 2001). Mittauksen ulottuvuus on alle 100 m ja sen tarkkuutta voidaan parantaa laskemalla käytettyä taajuutta (Kuivamäki 2009). Menetelmä soveltuu ruhjeiden ja paksujen sedimenttikerrosten tarkasteluun, koska niiden vesipitoisuus on ympäröivää ehjää kalliota korkeampi. Ruhjeissa on pohjaveden lisäksi vesipitoisia savimineraaleja.

3.1.2.2. Painovoimamittaukset

Painovoimamittauksilla saadaan selville maaperäkerroksien kokonaispaksuus. Menetelmä ei kerro eri kerrosten kerrospaksuutta tai pohjaveden korkeutta (Kuivamäki 2009). Painovoimamittaukset perustuvat maa- ja kallioperän tiheyksien eroihin. Kallioperä on yleisesti ottaen maaperää tiheämpää. Mittausvälineenä käytetään gravimetria, joka on painojen avulla toimiva jousivaaka (Peltoniemi 1988). Vaaka on viritetty mekaanisesti siten, että pienetkin muutokset maan painovoimakentässä voidaan havaita. Painovoimamittauksissa käytettävät linjat sijoitetaan siten, että niitä voidaan verrata aiempaan tutkimusdataan tai tunnettuihin korkeustietoihin (Kuivamäki 2009). Näin kalliopinnan korkeus saadaan varmistettua ja profiileista tulee tarkempia. Painovoimamittaukset antavat hyvän yleiskuvan kalliopinnan topografiasta.

3.1.2.3. Maatutkaus

Maatutkaus on sähkömagneettinen menetelmä, joka perustuu maalajien sähkönjohtavuuden vaihteluihin (Peltoniemi 1988, Hänninen 1991). Maatutka soveltuu parhaiten johtamattomien, karkearakeisten sedimenttien kuten soran ja hiekan tutkimiseen. Sähkönjohtavuus sedimenteissä on riippuvainen niiden vesipitoisuudesta. Tutkan lähettämä sähköimpulssi tunkeutuu huonosti sähköjohtavien kerrosten läpi, joten se ei sovellu savi- tai liejukerrosten tarkempaan tutkimiseen (Mattson 2001). Tutkaamalla saadaan selville sedimenttien kerrospaksuus ja yleiskuva rakenteista. Maatutkan tulosten tulkinnassa tehdään oletuksia eri kerrosten tyypillisistä ominaisuuksista (Hänninen 1991). Karkearakeisia ja lajittuneita sedimenttejä, jotka ovat pohjaveden pinnan yläpuolella, tarkastellaan kuivina. Vastaavasti hienorakeiset sedimentit katsotaan tarkastelussa aina kosteiksi kapillaari-ilmion takia. Hyvin lajittuneet ja homogeeniset kerrokset näkyvät tutkaustuloksissa yhtenäisinä rakenteina, joilla ei ole sisäisiä rajapintoja. Sekarakeiset kerrokset pitävät sisällään useita rajapintoja.

Maatutka toimii heijastuseriaaalla. Tutka lähettää maahan sähköimpulssin, joka hajoaa osuessaan maakerrosten rajapintaan. Osa impulssista jatkaa syvemmälle ja osa palaa takaisin laitteeseen. Tutka mittaa impulssin kulkuajan ja amplitudin, joilla saadaan laskettua kerroksen paksuus (Peltoniemi 1988, Hänninen 1991, Mattson 2001). Tulkinnassa käytetään sedimenteille laboratoriossa mitattuja arvoja. Maatutkan antennin lähettämä taajuus vaikuttaa signaalin herkkyyteen ja siten erottelukykyy. Maaperän tutkimiseen käytetyt taajuudet ovat 80–120 MHz. Matalat taajuudet soveltuvat paremmin selkeiden rajapintojen, kuten kallion ja pohjaveden, yleispiirteisiin tutkimuksiin hyvän syvyysulottuvuuden takia (Hänninen 1991). Antennin taajuuden nostaminen parantaa erottelukykä ja soveltuu siten sedimenttien välisten rajapintojen tulkintaan. Sedimenttien vesipitoisuus vaikuttaa eniten maatutkan ulottuvuuteen (Peltoniemi 1988, Hänninen 1991). Karkearakeisissa ja kuivissa sedimenteissä ulottuvuus on varmasti useita metrejä (Hänninen 1991). Vesipitoisten sedimenttien määrän kasvaminen vaikuttaa suoraan tutkasignaalin ulottuvuuteen.

3.1.3. Kairaukset

3.1.3.1. Timanttikairaus

Timanttikairausta käytetään kallioperäkairauksissa, jossa sillä voidaan parhaimmillaan saada kilometrien pituisia sydännäytteitä. Kallioperäkairauksissa maaperä lävistetään ensin suojaputkella, jota voidaan käyttää myös maaperänäytteenottoon (Kauranne *et al.* 1979). Itse timanttikairaus toteutetaan kaksinkertaisella putkella, jonka alapäässä on reikää avartava kalvain. Putkista sisempi nostaa näytettä ylöspäin (mm. Kauranne *et al.* 1979). Timanttikairauksella kalliosta saadaan lieriömäinen sydännäyte sekä huuhtelunesteen mukana kulkeutuvaa kivipölyä, joiden avulla tutkitaan kivilaji, rakoilu ja rakotäytteet sekä sydänhukan määrä. Sydänhukka on murskautunutta tai levyiksi (myös ”rahoiksi”) hajonnut osa näytettä, joka merkitsee erittäin rikkonaista kalliota (Kauranne *et al.* 1979). Kairasydämistä saadaan lisäksi tutkittua kallioperän paikallinen jännitys (mm. Wyllie ja Mah 2004), rakoisuusluku eli RQD (*Rock Quality Designation*) sekä kemiallisia ja mekaanisia laboratorioanalyysyjä. Maaperän tutkimukseen käytetään dynaamista porakonekairausta, jossa kairaa työnnetään maahan kiertämällä (Rantamäki *et al.* 1979). Sillä voidaan tutkia maalajien vaihtelua, mutta pääasiassa se on tarkoitettu kallion pinnan nopeaan ja varmaan havainnointiin.

RQD-luokitusmenetelmä on kehitetty 1960-luvulla tunnelirakentamista varten, mutta sitä on sittemmin sovellettu laajasti erilaisissa ympäristöissä ja projekteissa (Deere ja Deere 1988). RQD-luokituksessa lasketaan yli 100 mm mittaisten kairasydämen kappaleiden yhteispituutta suhteessa kairasydämen kokonaispituuteen. Eheässä kivessä kappaleiden osuus koko pituudesta on vähintään puolet. Mittauksessa tarkastellaan vain luonnollista rakoilua, joten kairausprosessin aiheuttamia katkoksia ei oteta huomioon. RQD on tarkka menetelmä lyhyissä kairauksissa ja sitä voidaan käyttää esimerkiksi heikkousvyöhykkeiden ja tyhjien tilojen havaitsemiseen.

3.1.3.2. Siipi- ja painokairaus

Siipikairaus on hienorakeisten maalajien tutkimiseen kehitetty menetelmä. Siipikairalla saadaan selville maalajin leikkauslujuus, joka on yksi tärkeimmistä geoteknisistä ominaisuuksista (mm. Helenelund 1980). Leikkauslujuuden määrittäminen

karkearakeisista maalajeista tai moreeneista ei ole tarpeen, sillä niiden vakaushuus perustuu muihin tekijöihin. Siipikairan tangot ovat metrin mittaisia ja niiden halkaisija on 19–22 mm (Korhonen ja Leskelä 1970). Siiven vakiopituus on kaksinkertainen sen leveyteen nähden. Siipikairaus toteutetaan upottamalla kairan pää haluttuun kerrokseen. Kaira-asennettua kampea käännetään hitaasti, kunnes teränä oleva siipi murtaa maakerroksen jännityksen (mm. Korhonen ja Leskelä 1970). Leikkausvastus vastaa vääntömomenttia kerroksen murtumishetkellä. Näin saadaan laskettua kerroksen leikkauslujuus. Siipikairalla mitataan leikkauslujuus häiriintymättömästä (ensimmäinen mittaus) ja häiriintyneestä (toinen mittaus) maasta. Maan häiriintyminen varmistetaan kiertämällä kampea nopeasti useita kierroksia, jonka jälkeen mittaus suoritetaan (Korhonen ja Leskelä 1970).

Maalajien tunnistaminen ja kerrospaksuuden määrittäminen kairaamalla onnistuu käyttämällä painokairaus- tai sen mekaniikkaan perustuvia menetelmiä. Menetelmät voidaan jakaa staattisiin ja dynaamisiin niiden toteutuksen mukaisesti. Ne perustuvat samaan kairan painumisnopeutta tarkastelemaan periaatteeseen. Menetelmiä ovat painokairauksen lisäksi lyönti-, heijari- ja tärykairaus. Nykyisin moottoritoimisten monitoimikairojen käyttö on yleisin menetelmä (Tielaitos 1995). Painokairaukset ovat halpoja menetelmiä, joita voidaan hyödyntää niille sopivilla alueilla porakonekairausten sijaan. Painokairaus toimii parhaiten hienorakeisilla ja hyvin lajittuneilla karkearakeisilla maalajeilla. Huonosti lajittuneiden, kivisten maalajien tutkimus painokairauksella ei onnistu (mm. Korhonen ja Tammirinne 1967, Tielaitos 1995).

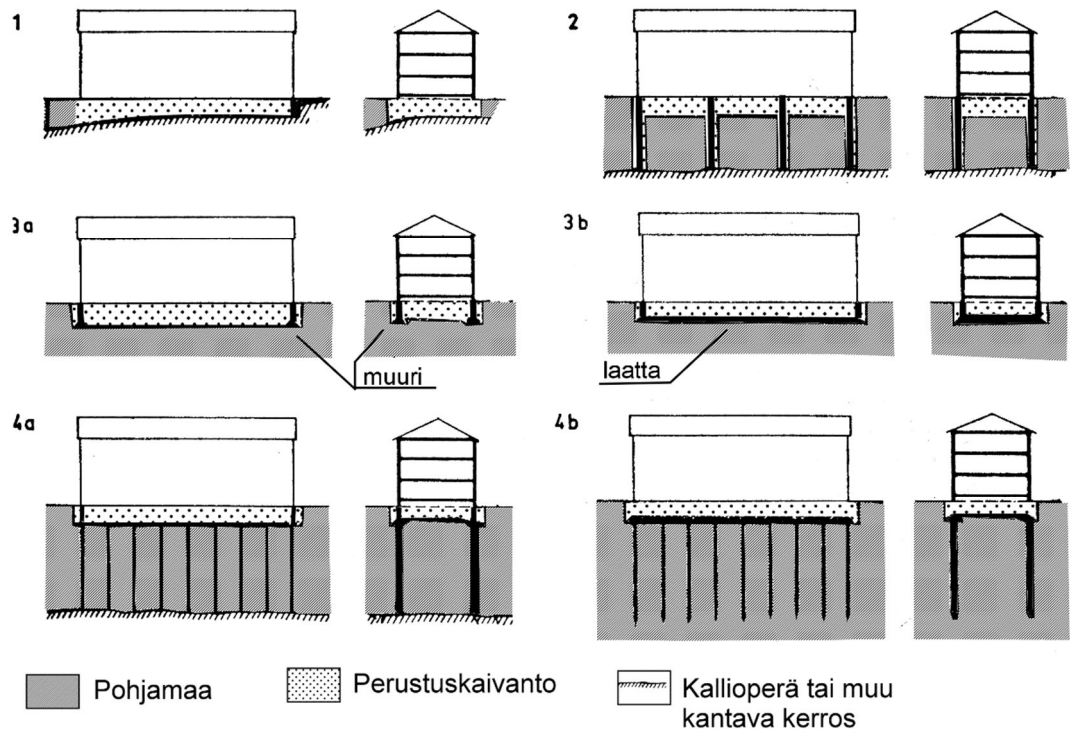
Painokairauksessa kairan annetaan painua vapaasti tai sitä painetaan keinoitekoisesti. Vapaasti painuvan kairan liikettä kontrolloidaan lisäämällä siihen painoa (Kauranne *et al.* 1979, Rantamäki *et al.* 1979). Painuman määrä ja sen muutokset kertovat kerroksen maalajin. Painokairauksella voi havainnoida karkeampien välikerrosten olemassaoloa hienorakeisissa kerroksissa, jos niiden paksuus on tarpeeksi suuri (Ojala 2009). Ohuet välikerrokset eivät välttämättä erotu tarpeeksi. Painokairauksen tarkkuus heikkenee syvemmälle mentäessä, sillä ympäröivä massa kohdistaa kairaan ylimääräistä painetta. Sen maksimitutkimussyvyys on noin 30 m (Helenelund 1980). Karkearakeisilla maalajeilla käytetään keinoitekoista painumista eli kairaa lyödään joko käsin tai koneellisesti. Vastus mitataan aina sen muuttuessa, kuitenkin enintään 0,5 m välein tai 25 lyönnin jälkeen (Helenelund 1980).

3.1.3. Näytteenotto

Näytteenotto suoritetaan aina pohjatutkimuksien aikana, jolloin varmistetaan mittauksilla saadut tulokset paikkansa pitäviksi (Helenelund 1980). Näytteenoton laajuus riippuu muiden menetelmien ja vanhempien tutkimustulosten laadusta sekä uudessa tutkimuksessa saatujen tuloksien yhteneväisyydestä keskenään. Näytteistä selvitetään maalajin fyysisten ominaisuuksien kuten puristuvuuden, tiiviynen ja raekoon lisäksi mm. vesipitoisuus. Kivilajit ja niiden ominaisuudet tutkitaan kairasydämistä. Myös kemiallinen selvitys voi olla tarpeen. Sedimenttinäytteet jaetaan häiriintymättömiin ja häiriintyneisiin niiden luonnontilaisuuden mukaan. Häiriintymättömät näytteet on otettu luonnontilaa vastaavasta kerroksesta, kun häiriintyneitä on keinoitekoisesti heikennetty. Häiriintyneillä näytteillä simuloidaan pahinta mahdollista tilannetta, jolloin tuloksista voidaan arvioida rakentamisen ja maan muun muokkaamisen seurauksia. Häiriintymättömien näytteiden ottaminen onnistuu käytännössä vain hienorakeisista kerroksista (Helenelund 1980).

3.2. Perustusmenetelmät

Oikean perustusmenetelmän valinnalla on paljon merkitystä rakennuksen vakaudessa ja sen käyttöiän pituudessa. Perustusmenetelmäksi valitaan usein halvin, olosuhteisiin sopiva ratkaisu. Usean erilaisen menetelmän yhtäaikaista käyttöä on myös hyvä vaihtoehto, jos pohjamaan ominaisuudet vaihtelevat rakennuksen alla (Helenelund 1980). Rakennus voidaan perustaa suoraan kantavaan pohjaan eli perustukset voidaan valaa betonista kalliolle (kuva 2). Hienorakeisilla sedimenteillä tai ohuilla kerroksilla yksinkertaisin ratkaisu on käyttää pilariperustusta, jossa lyhyet pilarit upotetaan kantamattoman kerroksen läpi. Niitä voidaan käyttää suurilla rakennuksilla 3-7 m syvyyteen ja kevyemmillä rakennuksilla vielä 10 m syvyydessä (Kauranne *et al.* 1979, Helenelund 1980). Pilarien materiaali on betonia tai teräsbetonia ja halkaisija noin 40 cm (Helenelund 1980, Ympäristöministeriö 2004). Niiden paksuuden tulee olla niin suuri, että pilareista tulee maaperään nähden jäykkiä. Karkearakeisilla sedimenteillä käytetään laatta-, muuri- ja anturaperustuksia, jotka tukeutuvat suoraan kantavaan kerrokseen. Nämä menetelmät jakavat rakennuksen painon laajemmalle alueelle. Anturaperustukset sopivat parhaiten karkearakeisten ja moreenimaalajien alueelle. Niiden heikkous on herkkyys painumiselle, mikä rajoittaa käyttöä hienorakeisilla alueilla



Kuva 2. Eri perustusmenetelmät Helenelund (1980) piirroksen mukaan. 1) Suoraan kantavaan pohjaan 2) Pilariperustus 3a) Anturaperustus 3b) Laatta- tai muuriperustus 4a) Tukipaalut kantavaan pohjaan 4b) Kitka- ja koheesiopaalut.

(Ympäristöministeriö 2004). Laattaperustuksessa rakennus sijoitetaan yhtenäisen tai useasta osasta valmistetun laatan päälle. Laattaperustusten heikkouksia ovat herkkyyys painumiselle ja routavahingoille.

Paalutusta käytetään yleisesti paksuilla, hienorakeisilla kerroksilla tai kun se tulee muita ratkaisuja halvemmaksi. Paalutusten käyttö on yleistä suuremmilla tai moniosaisilla rakennuksilla. Paalutustyyppejä on kaksi, tukipaalut sekä kitka- ja koheesiopaalut (kuva 2). Tukipaalut lyödään aina kantavaan pohjaan asti (Korhonen ja Helenelund 1964, Helenelund 1980). Niiden toiminta perustuu siihen, että kuormitus siirtyy kärjen kautta pohjaan. Ulkomuodoltaan paalut ovat tasapaksuja. Kitka- ja koheesiopaalut eroavat tästä, sillä niiden toiminta perustuu maalajien ominaiskantavuuden hyödyntämiseen. Kitka- ja koheesiopaaluilla painuminen kuormituksen takia on otettava huomioon pituudessa. Ulkomuodoltaan kitka- ja koheesiopaalut ovat alaspäin suippenevia. Niiden heikkous on herkkyyys kallistumiselle. Koheesiopaaluilla kallistuminen voi johtua muiden rakennusten painosta, joka muuttaa pohjamaan tiheyttä (Korhonen ja Helenelund 1964, Legget ja Hatheway 1988).

Kitka- ja koheesiopaalujen kantavuus riippuu paalun materiaalista, pituudesta ja

maalajista. Maalajien murtumisherkyys pienenee syvemmälle mentäessä. Siksi paaluista tehdään niin pitkiä, että kuormituksen vaikutus riippuu paalun paksuudesta ja materiaalista eikä sen pituudesta (Korhonen ja Helenelund 1964, Helenelund 1980). Tukipaaluilla paalumateriaali on suurin merkittävä tekijä. Pituudella on vähäisempi merkitys lähinnä asennushaasteiden takia. Paalumateriaali valitaan käyttötarkoituksen ja kustannusten perusteella. Puu on halvin materiaaleista, mutta erityisen altis maaperän muutoksille. Puupaaluja voidaan käyttää pohjaveden yläpuoliseen rakentamiseen tai kosteilla savilla. Pohjaveden muutokset ja esimerkiksi savien kuivuminen pohjaveden pinnan laskun seurauksena johtavat paalujen lahoamiseen (Helenelund 1980). Teräspaalut ovat helppoja asentaa ja niitä voidaan käyttää myös kovien ja kivipitoisten maiden alueella. Niiden haittapuolia ovat syöpyminen happamissa savissa sekä rakenteelliset muutokset kaltevilla pinnoilla (Helenelund 1980). Teräsbetoni on kestävin paalumateriaali. Kosteuden vaikutukset siihen ovat käytännössä merkityksettömiä (Helenelund 1980). Teräsbetonipaalujen heikkous on vaativa asennusprosessi.

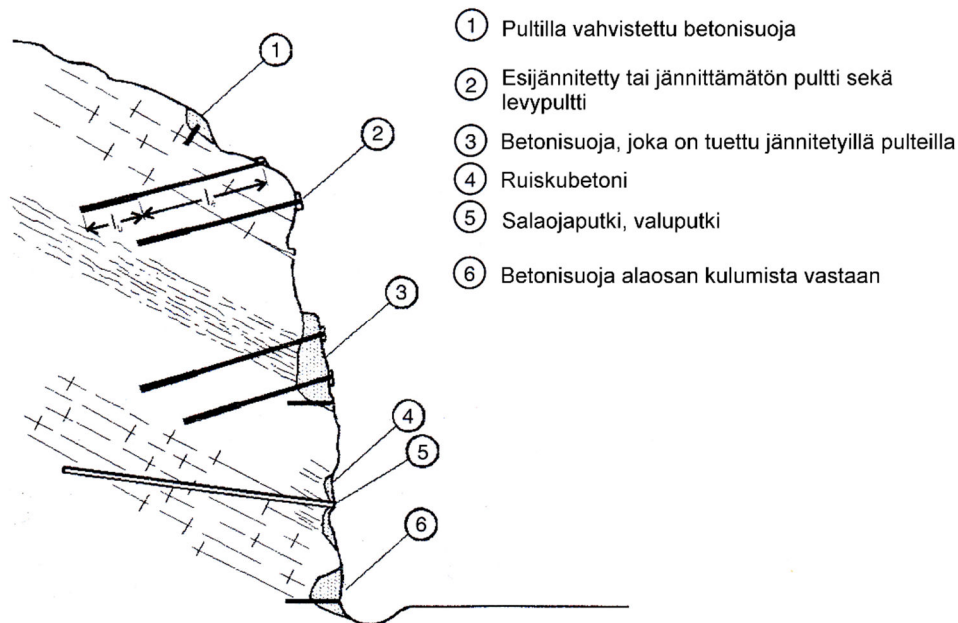
3.3. Ongelmakohtien hallinta

3.3.1. Rinteiden vahvistaminen

Rinteet ovat aina riskialttiita sekä äkillisille muutoksille että pitkäaikaiselle kulutukselle. Rinne on tasapainossa, kun siinä ei tapahdu liikettä. Tämän tasapainon muuttumiseen vaikuttavat esimerkiksi massan määrän muutokset, kulutus, jännitys ja rakoilu. Paljailla kalliorinteillä tyypillisiä ovat kivivöryt, joissa liikkuvien kappaleiden irtoaminen tapahtuu painovoiman ja mekaanisen tai kemiallisen kulutuksen yhteisvaikutuksesta (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988). Liikkeelle lähtenyt blokki voi irrottaa ympäröiviä vakaita blokkeja, mutta se ei riko ehjää kalliota. Sedimenttipeitteisillä rinteillä kyse on aina massan muutoksesta ja siten lepokulman muuttumisesta suhteessa rinteiden alkuperäiseen kaltevuuteen (jatkossa kaade).

Yksinkertaisin tapa stabiloida kalliorinne on louhia epävakaita osia pois. Jyrkille rinteille sovelletaan avolouhoksissa käytettyä menetelmää louhia hyllyjä rinteeseen (Schuster ja Krizek 1978, Wyllie ja Mah 2004). Suorat seinät vähentävät eroosion voimaa ja hyllyt keräävät pienemmät putoavat irtokivet. Erilaisten kielekkeiden tasoittaminen on toinen yksinkertainen menetelmä, jota hyödynnetään etenkin teiden varsilla. Pieniä kivivöryjä ja putoavien kivien aiheuttamaa vaaraa torjutaan katoksilla, suoja-aidoilla ja -verkoilla.

Niitä käytetään enimmäkseen liikenneväylien varsilla, mutta myös tiiviisti rakennetuilla alueilla asutuksen suojana. Suurempien liikuntojen vahinkoja ne eivät estä. Paljailla kalliorinteillä blokkien liikettä ehkäistään ankkuroimalla ne toisiinsa tai eheään osaan kalliota pulteilla ja vaijereilla (mm. Wyllie ja Mah 2004). Esijännitetyt pultit käyttävät kallion sisäistä jännitystä apuna vakauttamisessa (kuva 3). Ne työnnetään useiden blokkien läpi ja lukitaan levyllä kallion pintaan. Pulttien päät voidaan vielä lujittaa ruiskubetonilla (mm. Wyllie ja Mah 2004). Levypulttien ei tarvitse olla kontaktissa eheään kallioon lainkaan. Passiiviset pultit kiinnitetään vaijerilla toisiinsa ja jännitetään kireälle. Niiden pitää olla kiinni eheässä kalliossa, mutta lukkolevyä tai ruiskubetonia ei ole tarpeen käyttää. Rakoilevalle kalliolle voidaan käyttää myös betonista valettuja tukia, jotka asennetaan rinteeseen alaosaan (Schuster ja Krizek 1978, Wyllie ja Mah 2004). Niiden tehokkuutta parannetaan yläosien pultituksella.



Kuva 3. Kalliorinteiden stabilointiin käytettyjä menetelmiä, muokattu Wyllie ja Mah (2004) piirroksista.

Stabilointi on tarpeen myös sedimenttipeitteisillä rinteillä. Yksinkertaisia menetelmiä ovat rinteeseen painopisteen muuttaminen tai morfologian loivennus (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988). Rinteeseen jyrkkä ja vaihteleva morfologia luo enemmän mahdollisia paikkoja, josta materiaali voi liikkua. Siksi sen tasoittaminen, porrastaminen tai loiventaminen soveltuu yksinkertaiseksi menetelmäksi. Yleisempää on kuitenkin massan lisääminen tai poistaminen (mm. Schuster ja Krizek 1978). Materiaalia lisätään rinteeseen alaosaan esimerkiksi lohkaraiden tai betonisten tukipilarien muodossa. Yläosien

massa taas poistetaan, jotta esimerkiksi vesipitoisuuden muutoksilla ei olisi suurta merkitystä. Molemmat menetelmät kasvattavat rinteiden lepokulmaa ja siten lisäävät liikkumavaraa ennen kriittisen massan saavuttamista. Vesipitoisia sedimenttirinteitä voidaan vahvistaa myös betonivaloksella, joka kattaa koko rinteet. Kalliorinteillä vastaavasti käytetään injektio menetelmää. Siinä rakoihin ja tyhjiin tiloihin pumpataan nestemäistä ja nopeasti kovettuvaa seosta (Roinisto 1986, Gokhale 2008). Injektiolla voidaan heikentää pohjaveden aiheuttamia ongelmia ja vahvistaa rinteiden lujuutta. Menetelmässä seinämään porataan reikiä, johon seos pumpataan. Injektiota vahvistetaan pultituksella tai teräsverkolla.

3.3.2. Maanparannus ja pohjaveden hallinta

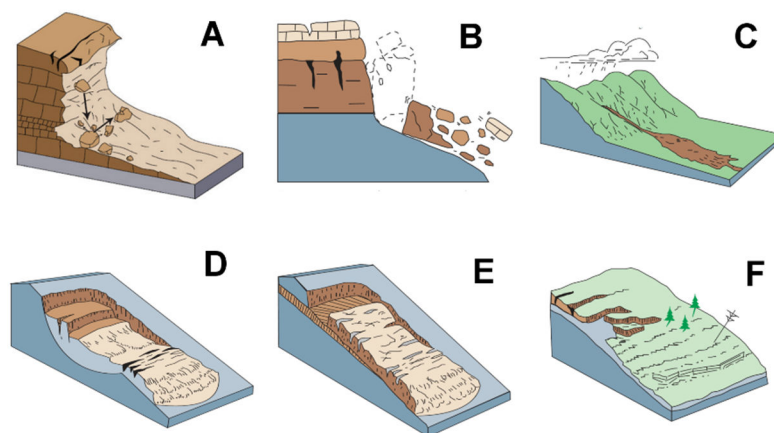
Maanparannuksessa hienorakeinen ja vesipitoinen sedimentti pyritään lujittamaan rakentamisen ajaksi tai pysyvästi. Yleisin menetelmä on kuivatus, jota käytetään laajasti niin rinne rakentamisessa kuin vesistöjen lähelläkin (mm. Wyllie ja Mah 2004). Hyvin vesipitoiselle sedimentille käytetään kemiallista stabilointia tai injektio menetelmiä. Niissä sedimenttiin pumpataan kovettuvaa seosta, joka estää voimakkaan konsolidoitumisen (mm. Gokhale 2008). Väliaikaisesti kerrokset voidaan myös jäädyttää. Halvempaa on kuitenkin tuoda sekarakeista täyttömaata, joka voidaan tasoittaa rakennettavalle alueelle. Liikenneväylien rakentamisessa käytetään myös keino tekoista puristusta, jolla kitka- ja koheesiosedimentit saadaan konsolidoitumaan nopeasti (Gokhale 2008).

Pohjavettä voidaan hallita monin keinoin. Yleisimpiä menetelmiä ovat ojitukset ja ylimääräisen veden pumppaus. Ojituksella tarkoitetaan joko maan alle asennettavia salaojia tai pintamaan ojitusta. Salaojat keräävät ja ohjaavat pohjaveden pois herkeistä kerroksista (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988, Wyllie ja Mah 2004). Salaojitusta voidaan käyttää sekä kallioperään että maaperään. Kallioperässä putket asennetaan olemassa oleviin rakoihin. Maanpäällisellä ojituksella varmistetaan, että pintavedet eivät keräänny tai kyllästä maalajeja. Ojitus on passiivinen menetelmä verrattuna. Ojitusta ja vedenpumppausta käytetään alueilla, joilla pohjaveden kerääntymisen riski on suuri ja välitön.

4. Esimerkkejä geologisten olosuhteiden vaikutuksesta rakentamiseen

4.1. Massaliikunnot

Suomenkielinen termi ”massaliikunto” käsittää kaiken liikkeen, jossa osa rinteestä liikkuu. Termi sisältää liikunnot, joilla on geologinen alkuperä ja morfologia sekä muita liikuntoja, joiden lähtökohdat voivat olla paikallisesta geologisista ominaisuuksista riippumattomia. Tässä käsitellään niitä massaliikuntoja, joilla on geologinen alkuperä. Massaliikunnot luokitellaan niiden morfologian ja etenemisnopeuden mukaisesti. Sedimenttisille rinteille ja kalliorinteille käytetään osin samoja nimityksiä. Tärkeimpiä ryhmiä ovat kivivyöry (engl. *rock fall*), kiviblokkien kaatuminen (engl. *topple*), sedimenttimassan tai usean kallioblokin liukuminen (engl. *rock slide, landslide*), irtomaalajivyöry (engl. *debris flow/slide*) ja maan valuminen (engl. *earth flow*) (Schuster ja Krizek 1978). Liukuvat liikunnot jaetaan lisäksi alaluokkiin liukupinnan mukaan. Alaluokat ovat rotationaalinen (R-tyyppi) ja tasomainen. Eri liikuntotyyppit on esitetty kuvassa 4. Massaliikuntojen estämiseen ja vahinkojen minimoimiseen soveltuvia menetelmiä on käsitelty luvussa 3.3.1. Niiden lisäksi rinteille voidaan tehdä tarkkoja riskianalyysyjä. Tarkastelussa rinne jaetaan morfologian mukaisesti osiin, joille kullekin lasketaan erillinen riskiarvo (engl. *landslide hazard evaluation factor, LHEF*) (Anbalagan 1992). Arvo määräytyy geologisten ominaisuuksien, morfologian ja geoteknisten ominaisuuksien mukaan. Geologisista ominaisuuksista tarkastellaan kivilajien mekaanista kestävyyttä kulutusta vastaan. Geoteknisistä ominaisuuksista tarkastelun



Kuva 4. Massaliikuntojen tärkeimpiä esimerkkityyppejä Highland ja Bobrowski (2008) piirroksen mukaan. A) Kivivyöry B) Kiviblokkien kaatuminen C) Irtomaalajivyöry D) Rotationaalinen liukuminen E) Tasomainen liukuminen E) Maan valuminen.

kohteena on rakoilun määrä ja suunta sekä sen suhde rinteen kaateeseen. Morfologia tarkastelee rinteen erilaisten kaltevuuksien esiintymistä sekä osa-alueen korkeuden suhdetta rinteen kokonaispituuteen. Lisäksi arvioidaan kasvillisuutta, rakennuksia ja pohjaveden ominaisuuksia.

Kivivyöryt ovat usein pienimuotoista, yksittäisten kiviblokkien irtoamista ehjästä kallioperästä (Schuster ja Krizek 1978). Ne ovat tyypillisiä jyrkillä kalliorinteillä, joissa eroosio on suurentanut blokkeja rajaavaa rakoilua. Kyse on yleensä kahden tai useamman raon risteämisestä (Wyllie ja Mah 2004). Blokki lähtee liikkumaan sitä rakopintaa pitkin, joka on eniten rinteen kaateen suuntainen. Kiviblokkien kaatuminen tarkoittaa jäykän ja korkean blokin eteenpäin pyörivää kaatumista (Schuster ja Krizek 1978, Wyllie ja Mah 2004). Blokki irtoaa epäjatkuvuuspinnan suunnassa ja liikkuu painovoiman vaikutuksesta rinteen suuntaisesti. Kaatuva ja eteenpäin pyörivä liike edellyttää ehjää ja stabiilia kerrosta rakoilevan kallion alla. Samalla ylemmässä kerroksessa ei saa olla rinteen kaateen suuntaista rakoilua. Kallioperän geologisista ominaisuuksista ja rinteen muodosta riippuen blokki voi liukua rinnettä pitkin ennen varsinaista kaatumista.

Sedimenttimassan tai usean kallioblokin liukuminen tapahtuu yhtenäistä epäjatkuvuuspintaa pitkin. Kyseessä on hyvin yleinen liikuntotyyppi, jota tässä tutkielmassa edustavat myöhemmin tarkemmin esiteltävät Turtle Mountain Kanadassa (luku 4.1.1.) ja Folkestone Warren Isossa-Britanniassa (luku 4.3.2.). Sedimenttirinteillä tämän tyylinen liike voi aiheuttaa useamman, sivulle laajentuvan vyörymän (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988). Kalliorinteillä liikkuvat blokit voivat myös irrottaa viereisiä blokkeja, mutta eivät riko eheää kallioperää. Liukuvat vyörymät voivat lähteä liikkeelle yhtenäisenä tasona tai pienemmästä kohdasta. Tasomainen liike on tyypillisempi kalliorinteille, joissa liukupinta on rakoilun aiheuttama epäjatkuvuuspinta. Liukupinnan pitää kuitenkin olla yhtenäinen rinteen kaateen kanssa (Wyllie ja Mah 2004). Sedimenteillä todennäköisempi on pisteestä sivuttaissuunnassa laajentuva liike, josta seuraa kaareva liukupinta (Hutchinson 1969, Schuster ja Krizek 1978). Tätä kutsutaan rotationaaliseksi eli R-tyyppiseksi vyöryksi (engl. *rotational slide*).

Valuminen on hitain massaliikunnoista. Siinä massa liikkuu hitaasti näkymättömissä olevaa liukupintaa pitkin (Schuster ja Krizek 1978). Kallioperässä kyse on yksittäisten blokkien liikkeestä hierrossa, joka voi olla peräisin tektonisista prosesseista. Sedimenttirinteillä liike on hyvin usein virtaavan veden aiheuttamaa. Liikkuva massa

pysyy yhtenäisenä sisäisen kitkan voimasta. Maan valuminen tapahtuu, kun hienorakeinen vesipitoinen massa on vettä johtamattoman ja hyvin konsolidoituneen kerroksen päällä. Tämän tyyppistä liikuntoa edustaa luvussa 4.1.3. esitelty Handlován liikunto Slovakiassa (Zárubová ja Mencl 1969). Sedimenttikerroksien valuminen voi voimistua nopeaksi irtomaalajivyöryksi (engl. *debris flow* tai *mudflow*). Voimakkaampaan liikkeeseen vaaditaan suurempi vesipitoisuus ja hienorakeinen massa, jolloin vesi muuttaa sedimentin juoksevaksi. Esimerkkinä on Mayunmarcan irtomaalajivyöry Perussa, jota käsitellään luvussa 4.1.2. (mm. Hutchinson ja Kojan 1975).

Massaliikunnoille on monia alueellisista tekijöistä riippuvia syitä, kuten geologiset ominaisuudet, ilmasto ja tektoninen toiminta. Yhteinen tekijä kaikille oivat muutokset massan määrässä ja sitä tukevien kerrosten ominaisuudet (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988). Massaliikunnoista puhuttaessa massalla tarkoitetaan sitä osaa rinteestä, jolla on suurin todennäköisyys lähteä liikkeelle. Sedimenttipeitteisillä rinteillä massan määrä voi kasvaa osana eroosioprosessia, mutta todennäköisempää on väliaikainen vesipitoisuuden kasvaminen (Schuster ja Krizek 1978, Legget ja Hatheway 1988). Massaa tukevissa alapuolisissa kerroksissa tapahtuva kulumisen tai muu materiaalin poistuminen vähentää niiden antamaa tukivoimaa. Yleensä kyse on jokikulutuksesta, kaivostoiminnasta tai pohjaveden liikkeen vaikutuksista. Massan sisäinen kitka on stabiilisuutta parantava tekijä. Kalliorinteillä massa koostuu yhdestä tai useammasta irtonaisesta kiviblokista. Kiviblokeilla virtaavan veden kulutus raoissa ja rakoilun suunta vaikuttavat liikuntojen todennäköisyyteen (Schuster ja Krizek 1978, Wyllie ja Mah 2004). Pohjaveden pinnan pitää kuitenkin olla rakojen tasalla tai yläpuolella, jotta sen voidaan olettaa olleen ensisijainen vaikuttaja. Muussa tapauksessa pohjavesi on toissijainen syy liikunnolle.

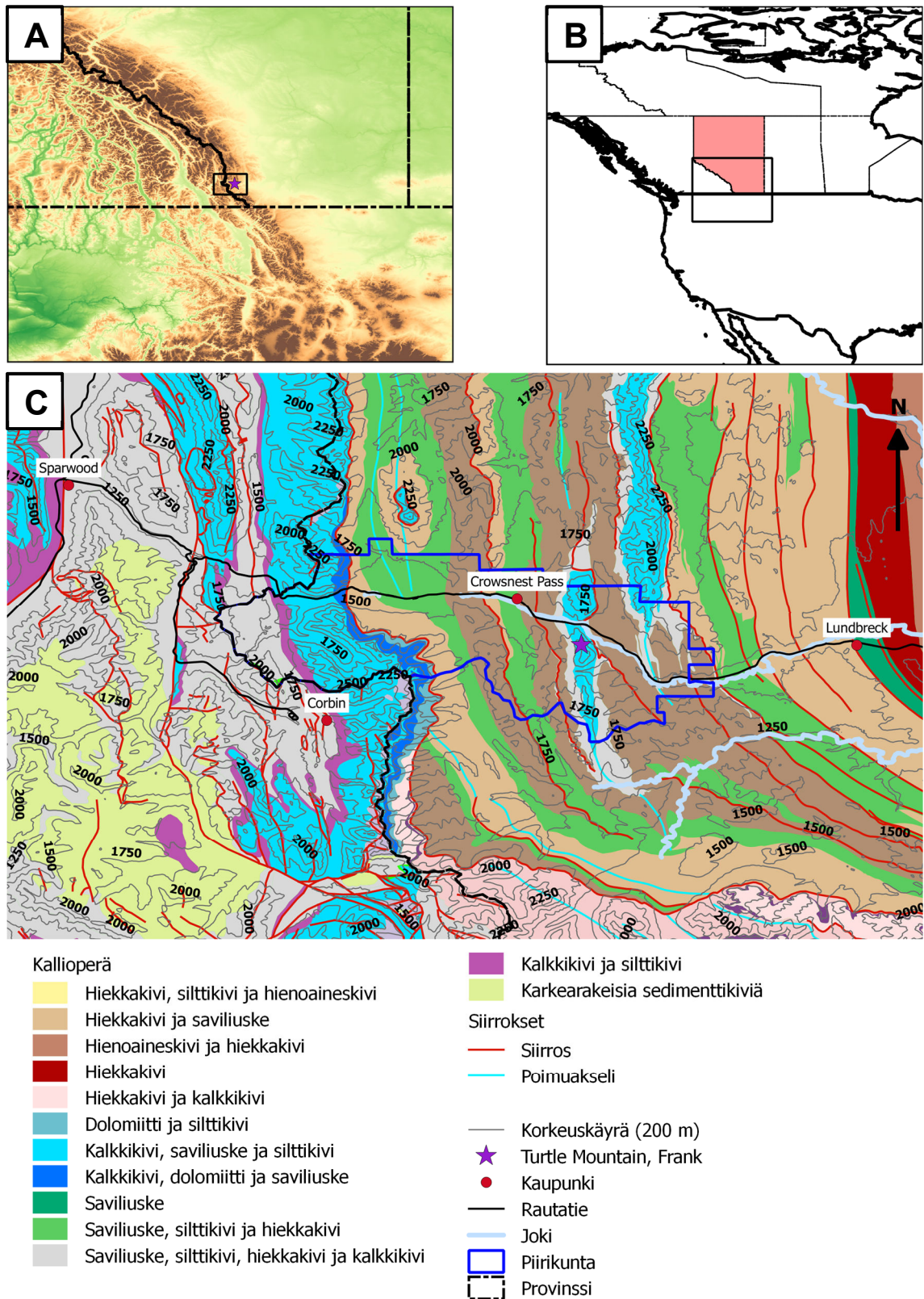
4.1.1. Massiivinen kivivyöry – Turtle Mountain, Frank, Kanada

Turtle Mountain –vuoren katastrofinen romahdus 29.4.1903 klo 4.10 aamuyöllä on Kanadan kaikkien aikojen tuhoisin. Se hautasi Frankin hiilikaivoskaupungin 82 milj. tonnin kivimassan alle noin 90 sekunnin aikana (mm. Frank Slide Interpretive Centre 2016). Vyöryssä menehtyi 90 ihmistä ja se tuhosi useita rakennuksia ja liikenneväyliä. Turtle Mountain sijaitsee Crowsnest-joen laaksossa Kanadassa, Albertan provinssissa. Se kuuluu Crowsnest Passin hallintoalueeseen. Maantieteellisesti Frank sijaitsee 21 km Brittiläisen Kolumbian provinssin rajasta itään ja 56 km Yhdysvaltojen rajasta

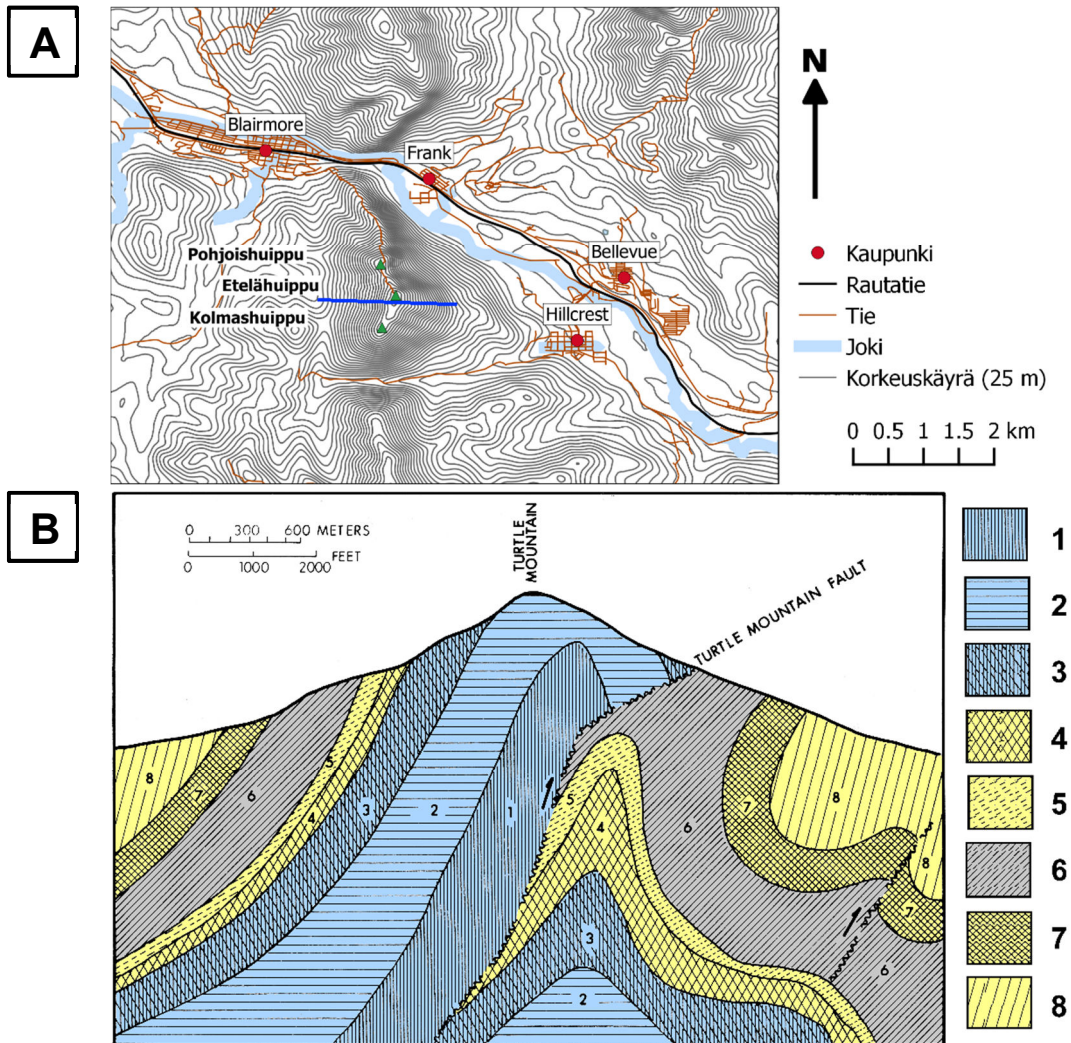
pohjoiseen. Turtle Mountain on 2100 m korkea poimuvuori, jolla on kolme huippua; Pohjoishuippu, Etelähuippu ja Kolmashuippu. Liikunto sijoittui Pohjois- ja Etelähuippujen väliselle alueelle. Vuoren alaosassa on 3-7 m paksu hiilikerros. Kaivostoiminta kaupungissa oli alkanut vuonna 1898 ja jatkunut vuoteen 1917 saakka (Frank Slide Interpretive Centre 2016). Tästä syystä kaivostoiminta on ollut yksi mahdollinen syy. Muita mahdollisia syitä ovat olleet vuoren geologinen rakenne, alueen geologinen historia ja ilmastolliset tekijät.

Turtle Mountain sijoittuu Kanadan Kalliovuorten etumaastoon (kuva 5A), joka on osa Kordilleran ylityöntökompleksia (McClay ja Insley 1986, Mossop ja Shetsen 1994). Turtle Mountain sijaitsee Crowsnestin alueella (kuva 5C), jossa merkittävin siirros on mesotsooisella maailmankaudella aktivoitunut Lewisin ylityöntö. Se koostuu länteen 30–45° kulmassa kaatuvista paleotsooisien maailmankauden karbonaattikerroksista (McClay ja Insley 1986). Alle jäävä yksikkö on nuorempia, mesotsooisella maailmankaudella kerrostuneita alluviaalisia sedimenttejä. Lewisin karbonaattiyksikön vanhimmat kerrokset (Banff-muodostuma) ovat peräisin kambrikaudelta, jolloin karbonaattinen sedimentaatio saostui matalaan veteen. Banff-muodostuma on massiivista ja kiteistä karbonaattia, jonka nuoremmissa osissa on maankohoamisesta kertovia siltti- ja savivälikerroksia. Lewisin ylityönnön alle jäivät trias-liitukausina kerrostuneet alluviaaliset klastisedimentit. Kerrostumat alkavat klastisina, mutta jura- ja liitukausilla kerrostui myös karbonaattisia jaksoja.

Turtle Mountain on myöhäisjurakaudesta paleogeenikauteen aktiivisena olleen Laramide-orogeenian aikana poimuttunut vuori (Mossop ja Shetsen 1994, Humair *et al.* 2013). Se kuuluu Livingstonen ylityöntöön, joka on aiheuttanut vuoren muodostavan antikliinin ja itärinteen poikki kulkevan siirroksen (Cruden ja Krahn 1978, Humair *et al.* 2013). Siirros tulee pintaan Turtle Mountainin itärinteen alaosassa, noin 30 m joen yläpuolella ja se on suurin yksittäinen vuoren vakauteen vaikuttava syy. Turtle Mountainin antikliinissa kerroksellisuuden kaade on jyrkkä, noin 70°. Poimu on pohjoisessa avoin ja tiukentuu kohti etelää. Antikliinin sydän on Mississippiepookin Banff-muodostuma (kuva 6), joka koostuu keskikarkearakeisesta ja rikkonaisesta dolomiittisesta kalkkikivestä (Cruden ja Krahn 1978, Humair *et al.* 2013). Sitä peittää Livingstone-yksikkö, jonka alemmat kerrokset ovat massiivista ja kiteistä kerroksellista kalkkikiveä. Yksikön ylemmät kerrokset ovat dolomiittisempia ja niissä on silttikivivälikerroksia. Livingstonen päällä on Mount Head -yksikkö, joka alkaa



Kuva 5. A) Frank sijaitsee Kanadan Kalliovuorten etumaastossa, Albertan ja British Columbian provinssien rajalla. Karttaan on merkitty geologisen kartan sijainti. Kartta on luotu QGIS-ohjelmistolla seuraavien aineistojen pohjalta: U.S. Geological Survey (USGS) (1996) ja Natural Earth (2016). B) Albertan provinssin sijainti Kanadan keskiosassa. Karttaan on merkitty kartan A sijainti. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta. C) Franklin ja Crowsnest Passin alueen litologia. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (1996), Hijmans (2009), Prior *et al.* (2013), Cui *et al.* (2015), Natural Earth (2016) ja OpenStreetMap (OSM) (2017).



Kuva 6. A) Turtle Mountainin ympäristö sekä lähimpien asutuskeskusten sijainti. Poikkileikkaus merkitty sinisellä viivalla. Kartta on luotu Canada Centre for Mapping and Earth Observation (2000) ja OSM (2017) aineistojen pohjalta. B) Poikkileikkaus Turtle Mountainin Etelähuipun kohdalta, muokattu Cruden ja Krahn (1974) piirroksesta. 1) Banff 2) Livingstone 3) Mount Head 4-5) Kalliovuorten muodostuma 6) Fernie 7) Kootenay 8) Blairmore.

kalkkikiven ja saviliuskeen ristikerroksilla. Sen ylin kerros on dolomiittista kalkkikiveä ja savikiveä. Livingstone- ja Mount Head -yksiköt muodostavat yhdessä Mississippiepookin aikaisen Rundle-muodostuman. Turtle Mountainin itärinteessä Mount Head -yksikön alla on jurakautinen Fernie-muodostuma, joka koostuu hiekka- ja silttikivistä. Fernie-muodostuman päälle on kerrostunut varhaisliitukaudella massiivista hiekkakiveä ja saviliusketta (Kooteney- ja Blairmore-muodostumat). Myös hiilikerros sijaitsee näissä klastisissa sedimenteissä. Vuoren epävakauteen vaikuttaa osaltaan voimakas rakoilu, joka on sekä kerroksellisuuden suuntaista että kohtisuorassa sitä vastaan (Humair *et al.* 2013). Raot ovat täyttyneet kalsiitilla ja jatkuvat osin pintaan saakka.

Turtle Mountainin kivivyöry (tunnetaan myös nimellä Frank Slide) sijoittuu vuoren

itärinteelle, Pohjoishuipun ja Etelähuipun väliin (kuva 7). Liikunnon leveys on 1000 m, pituus 500 m ja paksuus 150 m. Sen nopeudeksi on keston perusteella arvioitu 120 km/h (mm. Frank Slide Interpretive Centre 2016). Liikunto on tapahtunut kalkkikivikerroksissa, jotka ovat poimuttuneet nuorempien ja heikompien klastisten sedimenttien päälle. Osasyitä on useita. Yksi on kalkkikivessä ollut voimakas rakoilu, joka on ulottunut pintaan saakka. Se on mahdollistanut kalkkikiven syöpymisen virtaavan veden myötä. Toinen on Crowsnest-joen aiheuttama kulutus aivan Turtle Mountainin siirroksen alla sekä muinainen jäätikkökulutus. Liikunto on vaurioittanut vuoren stabiilisuutta voimistamalla rakoilua Pohjoishuipun alueella, itäisellä rinteellä sekä Etelähuipun ja Kolmashuipun välisellä länsirinteellä (mm. Humair *et al.* 2013). Etelähuipun pohjoispuolella kyse on eniten tukimassan poistumasta, sillä vuoren huipulla olevan rakoilun on todettu olevan vakaata.



Kuva 7. Ilmakuva Turtle Mountainin vyöryalueesta. Kuvassa näkyy liikkuneen massan leviäminen ja vuoren rinteestä irronneen osuuden koko. Kuva Google Earth -palvelusta (2016).

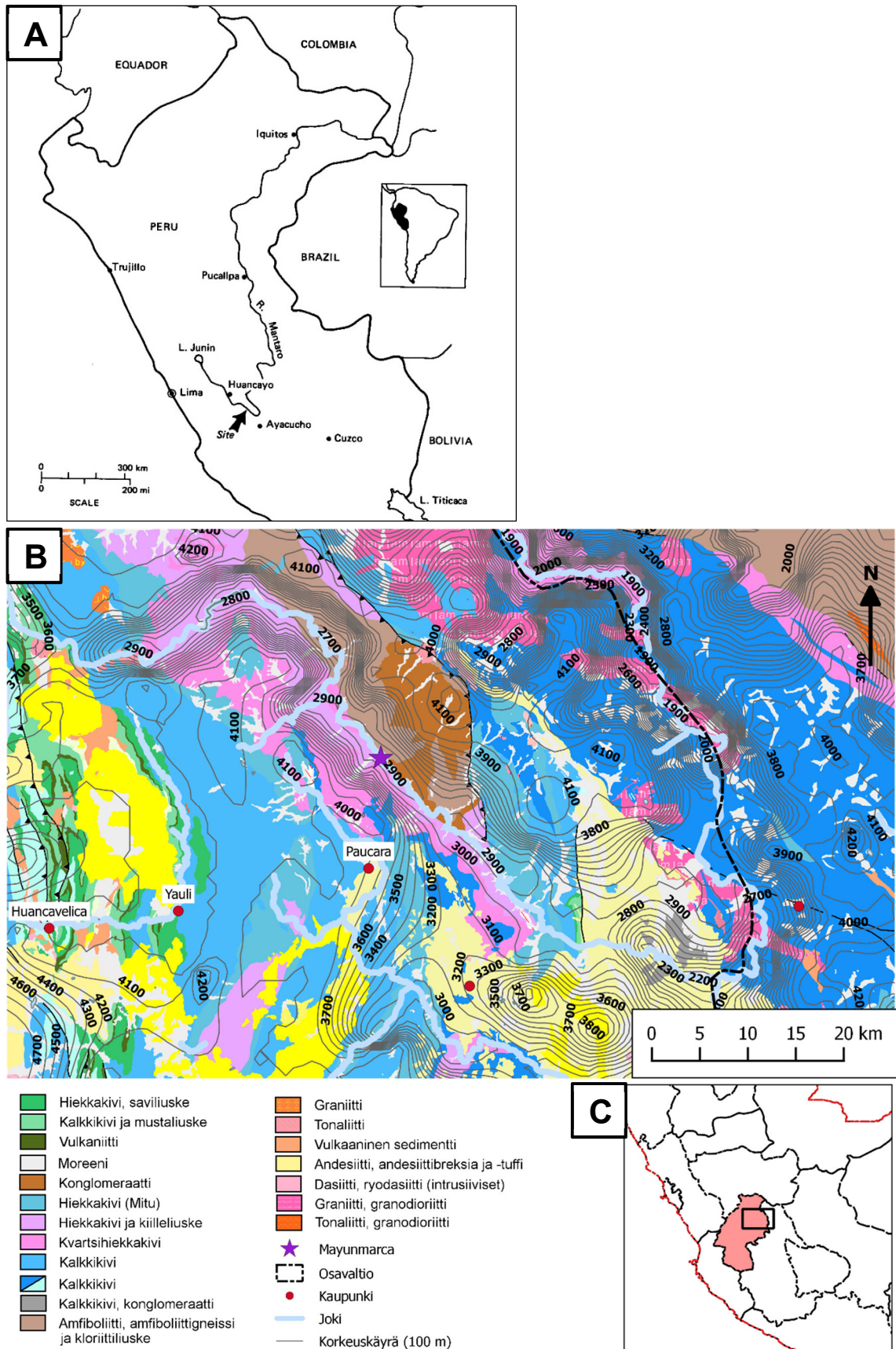
Turtle Mountainin liikunnosta saatiin jonkinlainen ennakkovaroitus jo 7 kk aiemmin. Hiilikaivoksen työntekijät havaitsivat useita merkkejä, jotka viittasivat voimistuneeseen liikkeeseen vuoren kerroksissa (Frank Slide Interpretive Centre 2016). Esimerkiksi hiilen irtoaminen seinämltä, tukipuiden katkeilu ja muutokset tunnelin pohjan kaltevuudessa ovat viitanneet stressin paikalliseen voimistumiseen. Frankin kaupunki evakuoitiin välittömästi vyöryn jälkeen ja siirrettiin pois riskialueelta vuonna 1911 (Frank Slide Interpretive Centre 2016). Nykyisin vuoren välittömässä läheisyydessä ei ole

merkittävästi asutusta (kuva 7). Vuoren alueella on suoritettu tutkimuksia 1900-luvun alusta lähtien. Alkuperäisissä tutkimuksissa arvioitiin suurimman riskin uuteen liikuntoon olevan Pohjoishuipun ympärillä (Cruden ja Krahni 1978). Vasta 1930-luvulla suoritettut selvitykset vahvistivat myöhemmin hyväksytyt syyt liikunnolle. Samalla tehtiin ensimmäinen arvio Etelähuipun stabiilisuudesta, mutta varsinaista riskikartoitusta ei tehty (Froese ja Moreno 2014). Sitä ei tehty myöskään 2000-luvulla, jonka seurauksena mahdollisella riskialueella on jotain asuinrakennuksia.

Vuonna 2003 Albertan hallinto alkoi kehittää reaaliaikaista tarkkailu- ja varoitusjärjestelmää, jonka hallinta on Albertan Geologisen tutkimuskeskuksen vastuulla (Froese ja Moreno 2014). Tarkkailun painopiste on epävakaaksi todetun Etelähuipun alueella. Järjestelmä koostuu useista sensoreista, jotka on jaettu tarkkuuden ja käyttötarkoituksen mukaan. Tavoitteena on lähes reaaliaikainen ja ympärivuotinen tarkkailu kaikissa sääolosuhteissa. Järjestelmään kuuluu ensisijaisia mittareita, joilla tarkkaillaan rakoilua, jännitystä ja kallistumaa. Toissijaisilla antureilla seurataan näkyvää liikettä peilien ja GPS-signaalin avulla. Loput asemat keräävät tietoa säätilasta, vedenvirtaamasta ja visuaalisista havainnoista. Niiden tarkoitus on auttaa pääasiallisten mittarien virheiden poistamisessa. Turtle Mountain liikkuu joitakin millimetrejä vuodessa (Froese ja Moreno 2014, Frank Slide Interpretive Centre 2016). Tarkkailujärjestelmällä saadaan tieto liikkeen voimistumisesta parhaimmillaan kuukausia ennen katastrofaalista romahdusta.

4.1.2. Epävakaan alueen massaliikunto – Mayunmarca, Rio Mantaro, Peru

Perussa, Etelä-Amerikassa, 25.4.1974 klo 21.00 tapahtunut massaliikunto on yksi maanosan ja Perun suurimmista (Hutchinson ja Kojan 1975). Se sijoittui Rio Mantaro-joen jokilaaksoon ja sivulaaksoihin. Rio Mantaro virtaa Perun Andeilla sijaitsevan ylängön itälaidalla ja on yksi Amazonin sivuhaaroista. Mayunmarcan kylän kohdalla virtaussuunta on kaakkoon. Massaliikunnon lähtökohta on ollut Quebrada Cochacay-sivulaakso virtaussuuntaan nähden joen oikealla puolella eli lännessä. Maantieteellisesti paikka sijaitsee Huancayon ja Ayacuchon kaupunkien välillä (kuva 8A). Liikunto oli yhdistelmävyöry, joka alkoi kivivyöryllä ja kasvoi nopeasti irtomaavyöryksi (Schister *et al.* 2002). Sen huomattava piirre oli Rio Mantaron patoaminen kuudeksi viikoksi (Hutchinson ja Kojan 1975). Liikunnon tuhoihin lukeutuu ainakin 450 ihmisuhria, kymmeniä kilometrejä tietä, maatiloja ja asuinrakennuksia. Maapadon murtumisesta



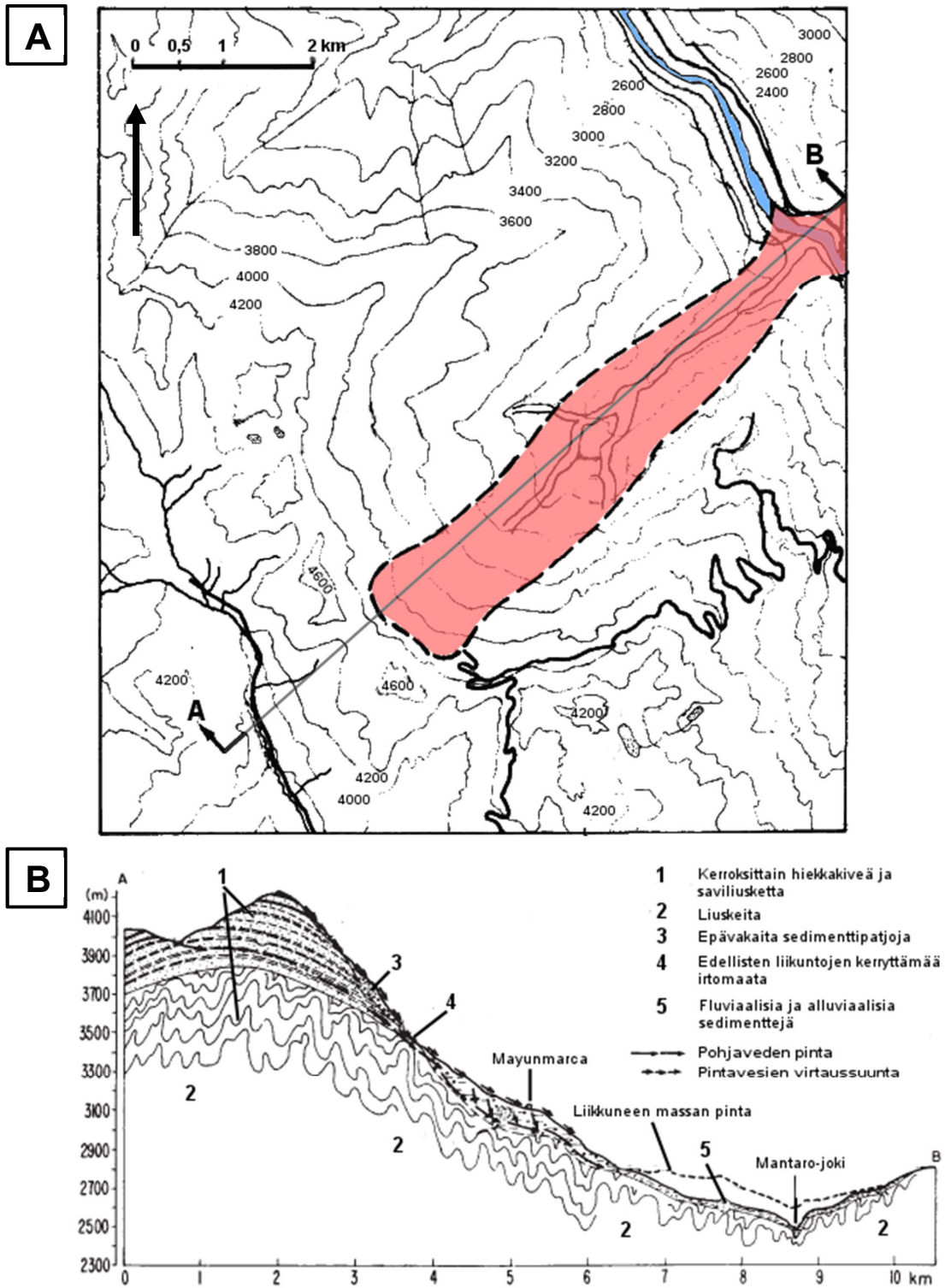
Kuva 8. A) Mayunmarcan sijainti Rio Mantaro -joen varrella keski-Perussa. (Lee ja Duncan 1974) B) Mayunmarcan ja Rio Mantaro -joen lähiympäristön litologia. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (1996), INGEMMET (2015), Meuser (2016), Natural Earth (2016) ja OSM (2017). C) Litologisen kartan sijainti. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta.

seurannut tulva on aiheuttanut suuret omaisuusvahingot tuhoten siltoja, tietä, viljelysmaata ja rakennuksia (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975, Schister *et al.* 2002).

Perun Andit ovat osa aktiivista subduktiovyöhykettä, jossa Nazcan merellinen laatta työntyy Etelä-Amerikan mantereellisen laatan alle (Gonzales ja Pfiffner 2012). Perun Andit voidaan jakaa kolmeen alueeseen; Läntiseen Kordilleraan, Keski-ylänköön ja Itäiseen Kordilleraan. Rio Mantaro virtaa Keski-ylängön ja Itäisen Kordilleran välisellä alueella. Kokonaisuudessaan Andien itäinen osa on eri-ikäisiä sedimenttikerrostumia, joita voimakas hierto ja poimutus ovat sekoittaneet. Keski-ylänkö koostuu paleotsooisen ja mesotsooisen maailmankauden aikana poimuttuneista sedimenteistä. Itäisellä Kordilleralla taas on prekambrinen kiteinen pohja, jonka hierto on osin kohottanut samalle tasolle myöhäispaleotsooisella maailmankaudella kerrostuneiden klastisten sedimenttien kanssa. Rakenteet ovat syntyneet lännestä itään etenevässä puristuksellisessa deformaatioissa (Gonzales ja Pfiffner 2012). Tästä syystä poimut ja siirrokset ovat luoteis-kaakkoissuuntaisia tai pohjois-eteläsuuntaisia. Huancayon alueella kivilajit ovat myöhäispaleotsooisen maailmankauden sedimenttejä, joihin introduitui triaskaudella granitoideja (Gonzales ja Pfiffner 2012). Alueella oli pystyasentoinen hierto, joka kohotti kiteisen varhaispaleotsooisen maailmankauden pohjan nuorempien permikautisten sedimenttien läheisyyteen. Pohja on todennäköisesti siluurikautista saviliusketta ja hiekkakiveä (McLaughlin 1924).

Rio Mantaro on kuluttanut uomansa myöhäispaleotsooisen maailmankauden sedimenttiin (kuva 8B). Joen alkulähde on Junin-järvi, joka sijaitsee Mayunmarcasta katsottuna pohjoiseen (kuva 8A). Rio Mantaron jokilaakso on asymmetrinen V-laakso. Sen syvyys on 2 km ja leveys 17 km. Laakson molemmilla puolilla on jyrkempireunaisia sivulaaksoja, kuten liikunnon lähtökohtana ollut Quebrada Cocchacay. Sivulaakson pituus on 3000 m ja syvyys yhtymäkohdassa 550 m. Sivulaaksojen rinteitä peittävät paksut, lajittumattomat sedimenttipatjat, jotka ovat historiallisten liikuntojen kasaamia (kuva 9B, kuva 10A). Liikunnot saattavat olla peräisin pleistoseeniepookilta (Hutchinson ja Kojan 1975).

Quebrada Cocchacayn pääty on laakean amfiteatterin muotoinen. Sen seinämillä on hyllyjä, joita jatkuu melkein yläreunalle saakka (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975). Reunan toisella puolella on ylänkö, joka kerää pohjavettä sivulaaksojen



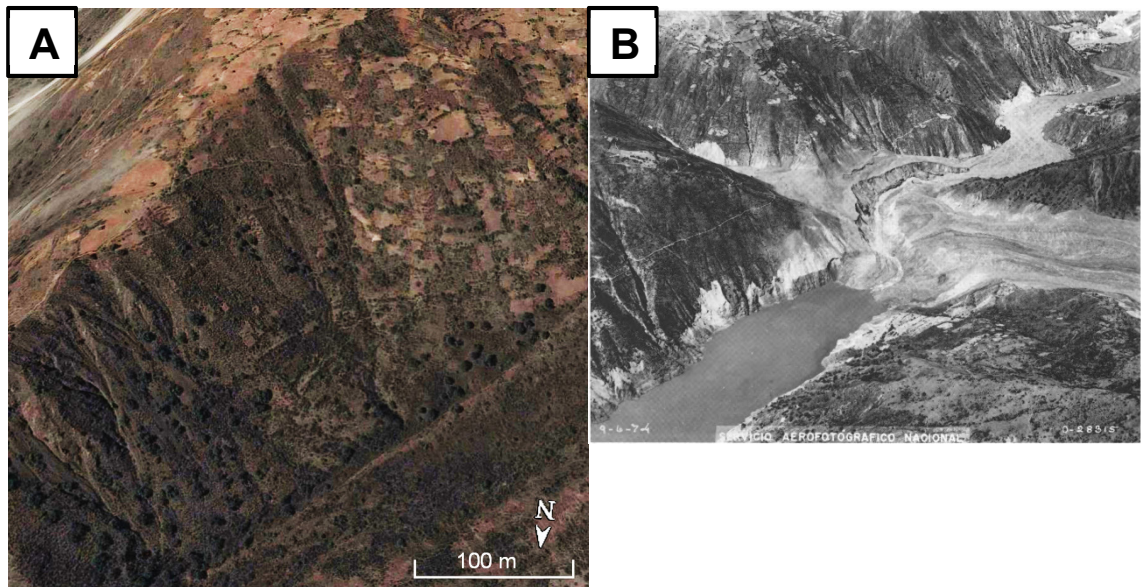
Kuva 9. A) Quebrada Cocchacayn kartta, johon on merkitty poikkileikkaus A-B. B) Laakson poikkileikkaus A-B. Pohjavesi virtaa permikautisen Mitu-muodostuman (1) rakoilussa. Mitu-muodostuman alla on hiilikautinen Excelsior-muodostuma (2). Muokattu Berrocal *et al.* (1978) piirrosten mukaan.

päihin. Ylin kivilajikerros on permikautinen Mitu-muodostuma (kuva 9B), jossa on silttisiä välikerroksia keskikarkearakeisessa arkoosihiekkakivessä. Mitu-muodostumassa on kerroksellisuuden kanssa yhdensuuntainen rakoilu, jossa rakopinnoilla on kiilteitä ja

silttiä. Rakoilu on voimakkainta lähellä amfiteatterin yläreunaa ja luo siten luonnollisen kanavan pohjaveden virtaamalle (Lee ja Duncan 1975). Mitu-muodostuman alla on hiilikautinen Excelsior-muodostuma, joka koostuu kiteisestä graniitista, saviliuskeesta, hiekkakivestä ja kalkkikivestä (McLaughlin 1924, Lee ja Duncan 1975). Kerrostumat ovat poimuttuneet antikliiniksi, jonka itäkyljellä Quebrada Cocchacay sijaitsee. Antikliinin akseli kulkee sivulaakson lounaispuolella ja se suuntautuu kohti pohjoista (Hutchinson ja Kojan 1975). Poimutus on todennäköisesti peräisin liitukaudelta. Amfiteatterin etelärinteellä on luoteis-kaakkoissuuntainen hiertovyöhyke, joka risteää luoteeseen kaatuvan Mitu-kerroksellisuuden kanssa. Tämä on aiheuttanut etelärinteeseen voimakasta eroosiota ja selkeän epästabiilisuuden.

Liikunto alkoi kivivyörynä Quebrada Cocchacayn ylärinteen rakoilevassa osassa. Kivivyöryn aktivoi alempana rinteessä olevia muinaisten massaliikuntojen epävakaita osia, jotka kerääntyivät yhdeksi massiiviseksi irtomaavyöryksi. Sen nopeudeksi on laskettu 140 km/h seismisten havaintojen perusteella (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975). Samalla tavalla kestoksi on arvioitu noin kolme minuuttia. Kyseessä on ollut monimutkainen kokonaisuus, sillä sivulaakson laidoilla liikunnot ovat olleet erityyppisiä. Pohjoiseen kaatuva kerroksellisuus aiheutti etelärinteessä kivivyöryjä, kun taas pohjoisrinteessä kyse on ollut rotationaalisista liikunnoista. Liikkuneen massan kokonaispituus on ollut 8000 m, leveys 800 m ja paksuus 200 m (Hutchinson ja Kojan 1975, Schister *et al.* 2002). Liikunnon kokonaismassa on ollut $1,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. Ominaisuuksiltaan liikunto on ollut hyvin plastinen. Rio Mantaron -jokilaakson pohjalla liikkuva massa kohosi vastapäistä Quebrada Tinte -sivulaaksoa pitkin (kuva 10). Se levitti pääasiassa mutaa ja joitain suurempia kappaleita ympäristöön ennen palautumista stabiiliin tilaan (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975). Liikunnon massan koostumus on ollut vaihteleva savesta lohcareisiin. Massan savipitoisuus on ollut vain 10 %, joka osaltaan selittää heikkoa koheesiota. Sen vesipitoisuus liikunnon aikana on arvioitu vähäiseksi (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975).

Liikunnolle on vaikea antaa yksittäistä syytä alueen epävakauden, voimakkaan eroosion ja osin puutteellisten geologisten kartoitusten takia. Tapahtumaa edeltänyt kesäinen sadejakso on ollut normaali tai normaalia kuivempi. Tapahtuma-ajankohta on ollut aivan sadekauden lopulla, jolloin suurimpien sateiden vedet ovat jo poistuneet kerroksista (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975). Yksi suuri vaikuttaja on ollut vuosituhansia kestänyt jokikulutus, joka on poistanut alempia tukikerroksia Rio Mantaron



Kuva 10. A) Epävakaita sedimenttipatjoja Quebrada Cocchacayn itärinteellä. Kuva Google Earth -palvelusta (2016). B) Ilmakuva liikkuneen irtomaamassan aiheuttamasta Rio Mantaro -joen patoumasta. Joen virtaussuunta on kuvasta poispäin. (Duncan ja Lee 1975)

sivulaaksojen rinteistä. Kivivyöry on alkanut siirroksen ja kerroksellisuuden välisistä epäjatkuvuuspinnoista, joita virtaava vesi ja yläpuolinen stressi ovat tehostaneet. Kerroksellisuus, rakoilu ja siirrokset eivät jälkikäteen tehtyjen riskianalyysien perusteella yksinään riitä tämän kokoisen liikunnon käynnistymiseen (Hutchinson ja Kojan 1975). Pohjavesi ei oletettavasti ole ollut liikunnon kannalta merkittävä osatekijä, sillä liikkunut massa on todettu kuivaksi. Rinteiden yläosissa vedenpaine on kuitenkin ollut olemassa ennen liikuntaa. Todennäköisen yksittäinen syy on ollut hiertovyöhykkeen aiheuttama jännitys rakoilevassa kallioperässä.

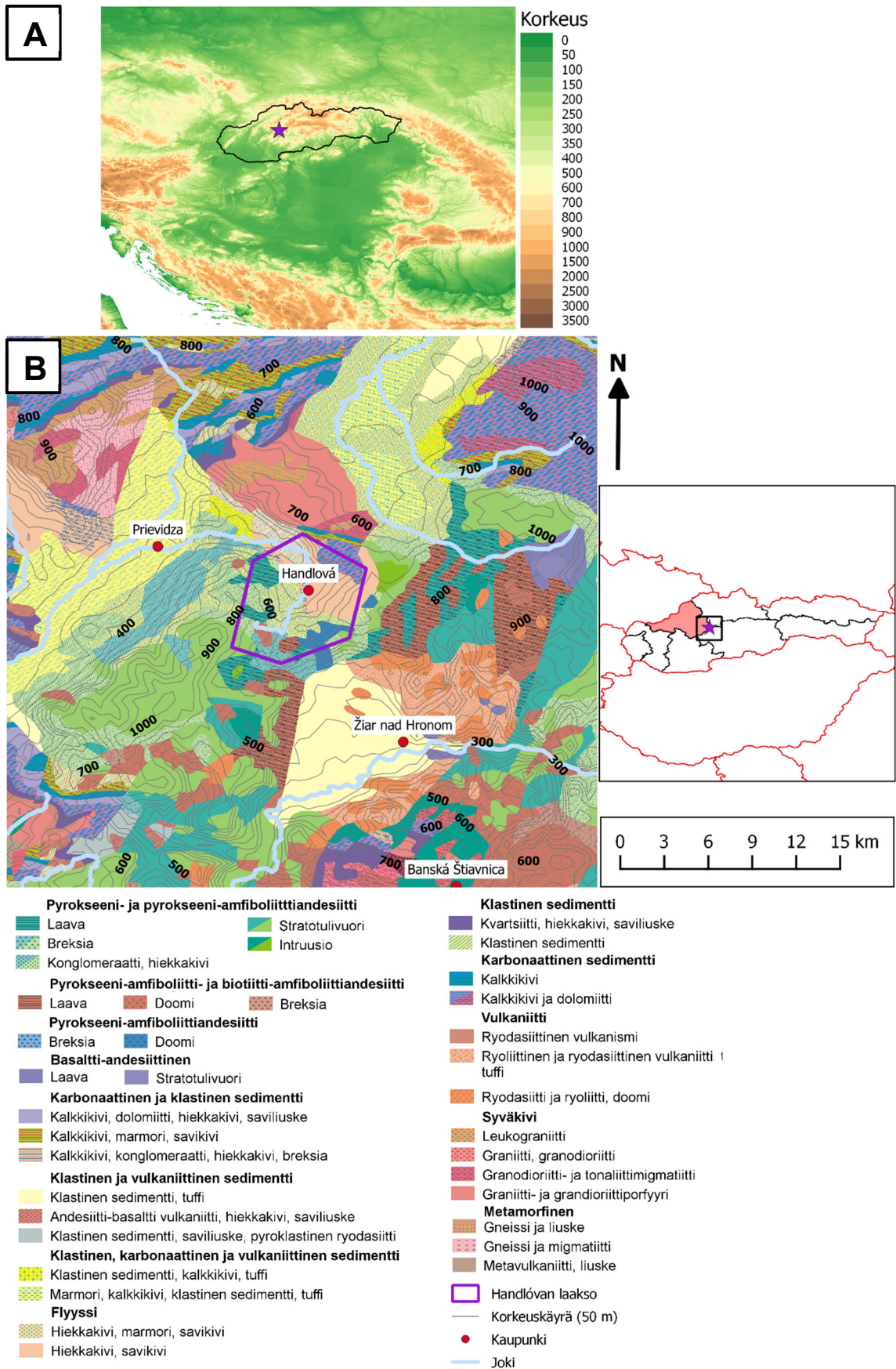
Vuoden 1974 liikunto aktivoi useita muinaisia liikuntoja ympäröivissä sivulaaksoissa sekä Rio Mantaron rannoilla. Valtava massa patosi jokiuoman, jolloin nouseva vesi aktivoi ylävirrassa liikuntoja ja tuhosi siten rakennettua ympäristöä (mm. Schister *et al.* 2002). Suurimmat vahingot tulivat padon purkautuessa, jolloin tulviva vesi tuhosi liikenneväyliä ja viljelysmaata alavirrassa. Muodostuneen patojärven pituus oli 30 km ylävirtaan. Syvyys oli vain 1,5 m, mikä johtui järveen kerääntyneestä liikuntomassasta (Hutchinson ja Kojan 1975). Padon murtumista seuraavan tulvan vahinkoja pyrittiin estämään rakentamalla erillinen purkukanava. Sen halkaisija oli 15 m ja reunat suojattiin teräsverkolla. Se sekä padon alle kasatut, kivillä täytetyt verkkohäkit olivat liian pieni ja vähäinen este vesi- ja maamassan virtaamalle padon murtuessa. Myös padon murtumisen jälkeen syntyi uusia liikuntoja niin ylä- kuin alavirrassakin.

Alueella on ollut useita dokumentoituja varhaisempia liikuntoja. Siitä huolimatta perusteellista arvioita asukkaiden turvallisuudesta ei suoritettu ennen Mayunmarcan tuhoa. Rio Mantaron sivulaaksoissa tehtiin geologinen kartoitus 1960-luvun alussa, mutta siinä ei arvioitu rinteiden vakautta tarkemmin. Alueen asukkaat havaitsivat muutoksia vuorten rinteillä 1970-luvun alussa, jonka jälkeen alue kartoitettiin uudelleen. Vuonna 1973 tehty kartoitus arvioi sivulaaksojen rinteet hyvin epävakaiksi ja suositteli Mayunmarcan kylän siirtämistä korkeammalle rinteeseen (Hutchinson ja Kojan 1975, Lee ja Duncan 1975). Samalla kehoitettiin riskialueen korjaustoimenpiteitä. Näitä olisivat olleet kuivatus ja pohjaveden hallinta. Vuoden 1974 liikunnan jälkeen julkaistuissa raporteissa kehoitetaan laajoihin tutkimuksiin muiden riskialueiden löytämiseksi (Hutchinson ja Kojan 1975). Jo varhaisissa raporteissa on todettu ympäröivien sivulaaksojen omaavan samankaltaisia piirteitä ja riskejä. Mayunmarcan kylää ja Huancayo-Ayacucho-valtatietä ei ole rakennettu uudelleen.

4.1.3. Maan valuminen - Handlová, Slovakia

Handlován massaliikunto on hyvä esimerkki hitaan maan liikkeen tuhoisasta vaikutuksesta. Se myös osoittaa, miten pohjaveden hallinnalla ja tukimuureilla voidaan ehkäistä tai pienentää epävakaan alueen maanvyöryriskiä. Handlová sijaitsee Keski-Slovakiassa (kuva 11A), Karpaattien vuorijonon eteläpuolella, Trenčín maakunnassa, Handlován jokilaaksossa (Baliak ja Stríček 2012). Liikunto sijoittui elliptisen laakson eteläpäähän. Laakso on kooltaan noin 54 km². Alueella on nykyaikanakin jatkuvaa hiilikaivostoimintaa. Massaliikunto ajoittui talvikauteen 1960–61. Se alkoi joulukuussa ja jatkui toukokuun lopulle eli koko kostean kauden ajan. Alkuperäiseen massaan liittyi tammikuussa pienempi liikunto, joka laajensi kokonaisuutta sivuttaissuunnassa. Handlován liikunto voidaan luokitella maan valumiseksi. Se tuhosi 150 taloa ja vaurioitti liikenneväyliä sekä sähkön- että vedenjakelua (Zárubová ja Mencl 1969). Tässä liikunnossa ei ole aiheutunut henkilövahinkoja.

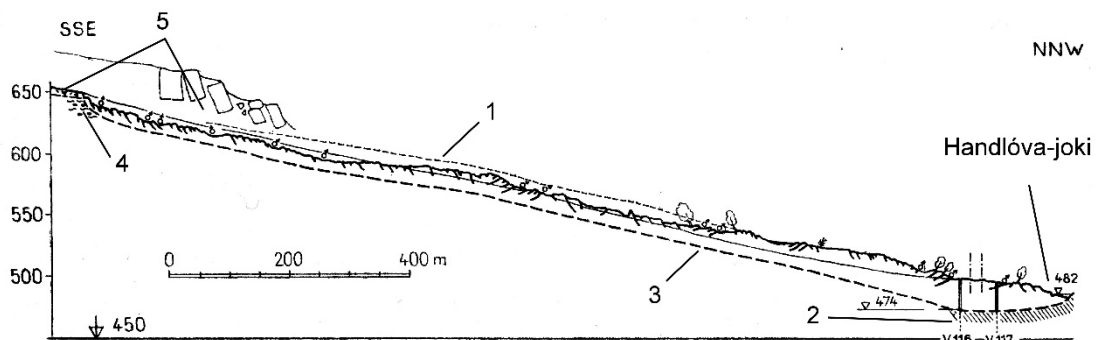
Handlová sijaitsee Länsi-Karpaateilla, jossa vallitsi paleogeenikaudella Karpaattien-Alppien orogenia (Kováč *et al.* 1992, McCann 2008). Handlován laakson peruskallio on kaarentakaiseen syvänteeseen orogenian aikana kerrostunut flyssijakso, jossa on kerroksittain saviliuskeita ja hiekkakiviä. Neogeenikauden aikana alueella vallitsi hiertoliike, josta seurasi voimakasta vajoamista. Vajoamalaaksot täyttyivät mioseeniepookin aikana klastisilla sedimenteillä ja kalium-alumiinivulkaniiteilla



Kuva 11. A) Handlován sijainti Slovakian keskiosassa ja Karpaattien eteläpuolella. Kartta on luotu USGS (1996) ja Natural Earth (2016) aineistojen pohjalta. B) Handlován laakson geologia ja kartan sijoittuminen Slovakiaan. Kartat on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: Hraško ja Lacenová (2010), Over (2012), EuroGeographics (2015) ja Natural Earth (2016).

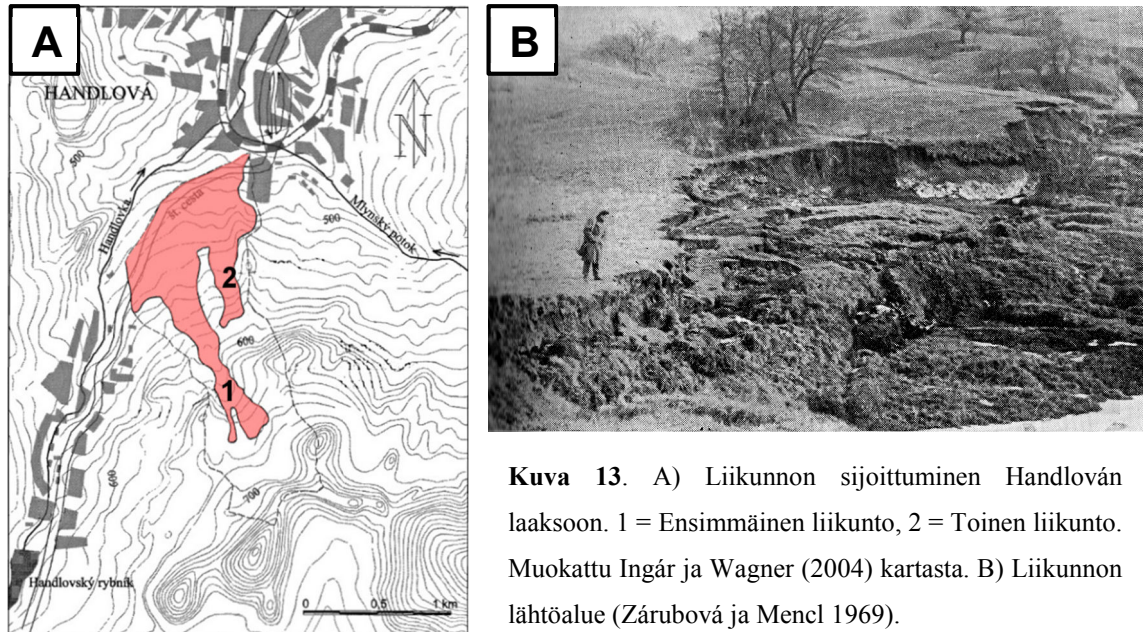
(McCann 2008, Lexa *et al.* 2010). Neogeenikaudella aktiivisena ollut vulkanismi peitti flyssijakson laavalla, jonka koostumus on pääasiassa andesiittista (kuva 11B). Laavan päälle kerrostui keskimioseenieepookin aikana hiekkaisia savia ja silttejä merellisen sedimentaation seurauksena. Sedimentaatio muuttui alluviaaliseksi mioseenieepookin loppua kohden, josta seuranneet kerrostumat ovat tuffiitteja ja konglomeraatteja. Mioseenieepookilla Handlován lähialueella oli laajemman Karpaattien hierron seurauksena ylityöntösiirroksia, jotka johtivat sedimenttikivien eroosioon. Eroosiota voimisti merenpinnan lasku ja jatkuva vulkanismi. Laakson ylärinteillä päällimmäiset kivet ovat andesiittisten stratotulivuorien jäänteitä, jotka erodoituivat blokeiksi pleistoseeniepookilla. Alempana rinteessä ylin kerros on myöhäismioseenieepookin aikainen konsolidoitunut tuffiitti, jossa myös hiilikerrokset sijaitsevat. Pleistoseeniepookin aikana magmatismi heikkeni ja eroosio voimistui. Eroosion seurauksena andesiittiblokkit ovat alkaneet valua kohti laakson pohjaa (Zárubová ja Mendl 1969, Baliak ja Stríček 2012). Samalla joki on kuluttanut laakson rinteiden alaosien tukimateriaalia.

Massaliikunnan lähtökohtana on ollut muinainen jokiuoma, johon virtaava vesi on kerrostanut noin 15 m:n paksuisen sedimentin. Uomassa olleiden sedimenttien arvellaan olleen jatkuvassa, hitaassa liikkeessä, jota veden virtaus on auttanut (Zárubová ja Mendl 1969). Sedimenttien liike on ollut hyvin samanlaista luonnollisen virtaaman kanssa ja noudattanut jokiuoman kulkusuuntaa. Massa liikkunut vettä pidättävän, konsolidoituneen saviliuskeen päällä, joka on toiminut liukupintana. Liikkuva massa on pitänyt sisällään pleistoseeniepookin aikaisia rapautuneita sedimenttejä ja andesiittiblokkeja (kuva 12). Liikunnan taustalla ovat osittain muinaiset maanvyöryt, jotka ovat kasanneet



Kuva 12. Liikunnan aiheuttaneen rinteän poikkileikkaus, muokattu Zárubová ja Mendl (1969) piirroksista. 1) Liikkuneen massan suurin korkeus 2) Marmorinen saviliuske 3) Liukupinta 4) Hiekkaisista soraa, savi- ja tuffivälikerroksia 5) Liikunnan aiheuttaneita andesiittiblokkeja sedimentissä.

sedimenttejä ja sekoittaneet pohjan kerroksia. Ensimmäinen liikkunut massa on ollut 300 m leveä, 1300 m pitkä ja 18–25 m paksu (kuva 13) (Zárubová ja Mencl 1969). Ensimmäisen liikunnon itäpuolelle muodostui toinen tammikuussa 1961, kun toisen uoman vesipitoisuus kasvoi. Syyksi voidaan katsoa veden virtausreitit, joita ensimmäinen liike on tukkinut.



Kuva 13. A) Liikunnon sijoittuminen Handlován laaksoon. 1 = Ensimmäinen liikunto, 2 = Toinen liikunto. Muokattu Ingár ja Wagner (2004) kartasta. B) Liikunnon lähtöalue (Zárubová ja Mencl 1969).

Handlován liikunnon taustalla on laakson suotuisan morfologian, geologian ja hydrologian vaikutus. Näkyvin syy on ollut edeltävän syksyn ennätyksellisen suuri sadanta (Zárubová ja Mencl 1969, Baliak ja Stríček 2012). Sateen määrä kuuden kuukauden aikana on ollut 50 % suurempi kuin 50 vuoden keskiarvo. Handlován laakson alarinteiden kaade on pienimmillään 7°:tta, mutta jyrkentyy ylärinteillä 12°:seen. Laakson pohjan savinen sedimenttikivi on toiminut vettä pidättävänä epäjatkuvuutena, jolloin vesi on liikkunut vapaasti sen yläpuolisissa kerroksissa. Veden kulutus ja kuljetus on liikuttanut irtomassaa ja kerännyt sitä muinaisten jokiuomien painanteisiin. Andesiittiblokit ovat osaltaan kasvattaneet rinteiden yläosien painoa. Vuoden 1960 liikunto on ollut paleogeenikautisten liuskeiden päällä, mutta liukumista on tapahtunut myös varhaisempien liikuntojen epäjatkuvuuspintoja myöten. Rinteiden alaosissa voimakas jokikulutus ja kaupunkirakentaminen ovat poistaneet tukimassaa. Tarpeellisia kuivatuskanavia ei ole rakennettu, mikä on edesauttanut liikunnon laajentumista sivuttaissuunnassa (Zárubová ja Mencl 1969, Baliak ja Stríček 2012).

Handlován liikunto havaittiin joulukuun 22. päivä, jolloin myös sen tarkkailu aloitettiin. Tarkkailua jatkettiin seuraavat 3 kk vahinkojen ehkäisemiseksi. Jo alkuvaiheessa

aloitettiin korjaavien toimenpiteiden käyttö ja tutkimukset tulevaisuuden korjausmahdollisuuksista (Zárubová ja Mencl 1969, Baliak ja Stríček 2012). Liikuntoon tehtiin mahdollisuuksien mukaan kairauksia, joilla selvitettiin pohjaveden korkeutta, liikunnon nopeutta ja koostumusta. Ensisijaiset toimenpiteet keskittyivät massan kuivatukseen. Rinteen kaikissa toimivissa kaivoissa aloitettiin pumppaus. Lisäksi virtaavalle vedelle kaivettiin uusia purku-uomia, joilla vesi johdettiin pois päin epävakaa rinteestä. Myöhemmässä vaiheessa aloitettiin laajamittainen pysyvien pumppausasemien, salaojien ja uomien kaivaminen. Pumppausasemat sijoitettiin tasaisesti rinteen laajuudelle. Salaojitus suoritettiin alarinteessä, jossa putket upotettiin paleogeenikautisiin liuskeisiin ulottuviin kaivantoihin. Kaivannot sijoitettiin kulkemaan rinteen poikki siten, että ne risteävät mahdollisimman monen uoman kanssa. Vuoden 1964 aikana alue uudelleenmetsitettiin sedimenttien sitomiseksi (Baliak ja Stríček 2012). Handlován laaksossa tapahtui vielä 1970-luvulla pienempiä liikuntoja, joita seurasivat laajemmat vakautustyöt.

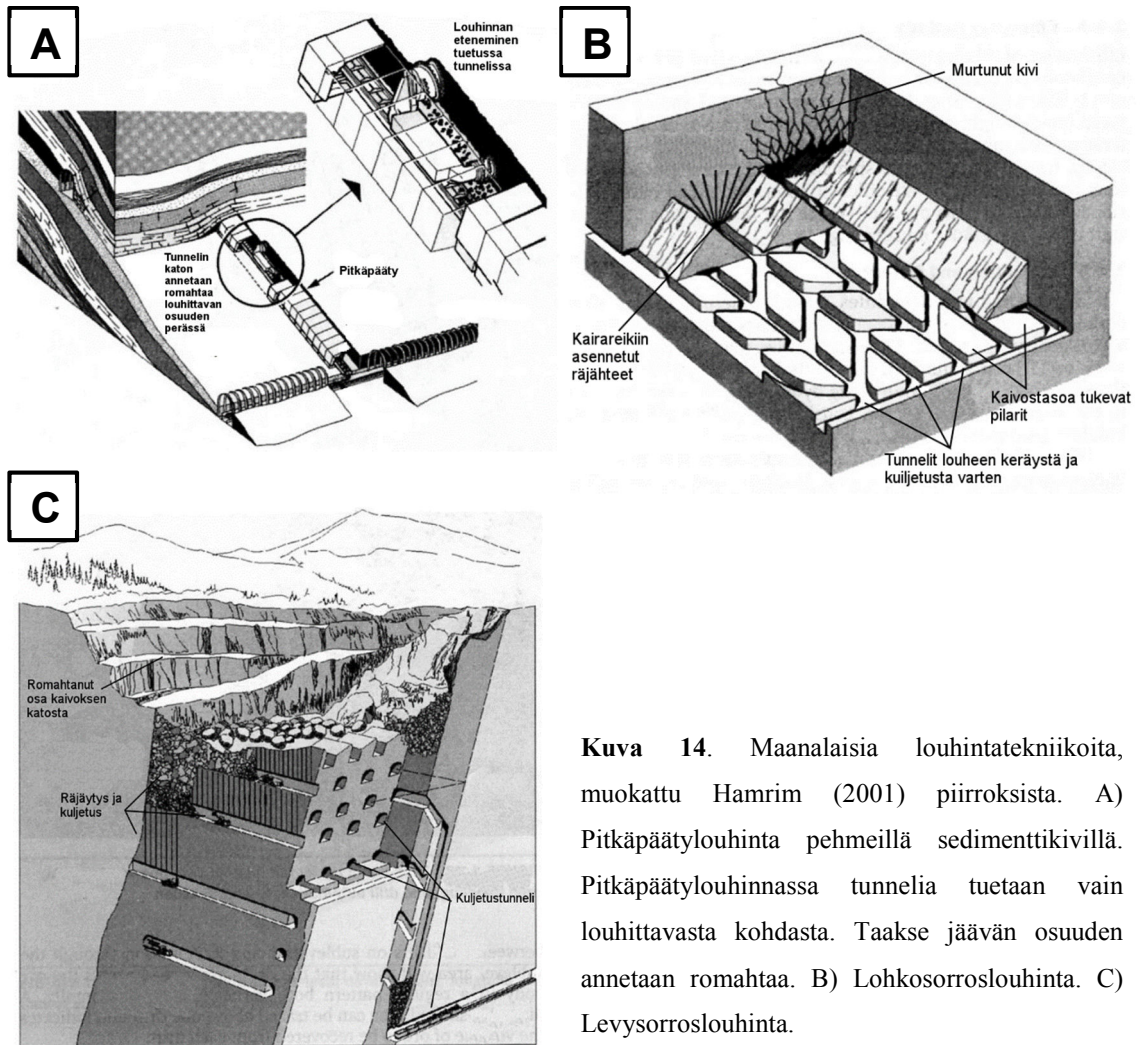
4.2. Maanvajoaminen

Maanvajoamiselle on useita syitä ja toteutumistapoja. Sillä tarkoitetaan maanpinnan laskua, jonka syynä on alapuolisten sedimentti- tai kallioperäkerrosten massan vähentyminen tai tiheyden muutos. Karbonaattisilla ja evaporiittisilla kivilajeilla vajoamat aiheutuvat, koska kemiallinen rapautuminen kuluttaa sedimenttikerroksen alta kiinteää kalliota (Poland 1986). Seurauksena ovat sinkhole-tyyliset vajoamat, joita on käsitelty tarkemmin luvussa 4.3.1. Klastisella sedimentillä syy vajoamiseen on nesteen poistuminen pohjaveden pinnan luonnollisesta muutoksesta tai nesteen pumppaamisesta. Vajoaminen on tyypillisintä nuorilla, konsolidoitumattomilla sedimenteillä. Karkearakeisilla kerroksilla tapahtuu kompaktioitumista, jolloin maarakeet liikkuvat painovoiman myötä täyttämään tyhjentyneen tilan. Hienorakeisilla sedimenteillä tapahtuva konsolidoituminen on hitaampaa ja vaatii vesipitoisuuden laskua, kunnes sedimentin plastisuuden raja saavutetaan. Kiinteän kallioperän vajoamisella tarkoitetaan yläpuolisen sedimenttikerroksen vajoamista täyttämään alapuolista tyhjää tilaa. Syyt ovat enimmäkseen maanalaisten tilojen rakentamisessa, joista tässä yhteydessä tarkastellaan kaivostoimintaa. Maanalaisessa kaivostoiminnassa valitaan louhintatekniikka, joka soveltuu parhaiten kivilajien ominaisuuksiin ja louhittavan kerroksen geometriaan (Villegas 2008, Stöckel *et al.* 2012)

Nesteen poistumisesta johtuvan vajoamisen aiheuttaja voi olla akviferi tai eristetty kerros, josta neste poistetaan (mm. Poland 1986). Nesteen poistuminen monikerroksisen systeemin alemmista osista johtaa myös ylempien kerrosten vajoamiseen. Tästä syystä paksujen sedimenttikerrosten alueella tapahtuva vajoama on hidasta. Vajoamisen seurauksena pohjaveden pinta nousee suhteessa maanpintaan, siirrokset voivat aktivoitua ja maanpinta halkeilee (Poland 1986, Gurevich *et al.* 1998). Nämä kaikki ovat kytköksissä toisiinsa ja voivat voimistaa toisiaan. Kallioperässä jännityksen kasvamiseen liittyvät deformaatio on nopeaa tektoniseen deformaatioon verrattuna. Tästä syystä seurauksena on usein mikrorakoilua ja siirroksia. Rakennuksiin kohdistuvat vahingot voivat olla esimerkiksi epätasaisesta asettumasta tai tulvariskin kasvamisesta aiheutuvia (Poland 1986, Gurevich *et al.* 1998).

Kaivostoiminnasta aiheutuva vajoaminen voi tapahtua kovissa, metamorfisisesti ja magmaattisesti syntyneissä kivilajeissa, jos niiden rakoilu on siihen suotuisaa. Todennäköisempää vajoaminen on sedimenttisyntyisissä kivilajeissa. Levysoroslouhintaa (engl. *sub-level caving*) on kustannustehokas tekniikka, joka mahdollistaa kaivoksissa pitkälle viedyn automatisoinnin (Stöckel *et al.* 2012). Se on hyvin yleinen Pohjois-Ruotsin malmikaivoksissa. Menetelmässä louhitaan malmia jyrkästi kaatuvan kerroksen alapuolelta (kuva 14C). Menetelmän perusvaatimuksena on, että malmikerros kestää räsitusta paremmin kuin ympäröivät kivilajit. Menetelmässä kohdekerroksen alta louhitaan kivimassaa pois ja ylempien kerrosten annetaan pudota tyhjäksi jääneeseen tilaan. Syvemmälle edetessä laajenee myös vaikutusalue, joka tekee läheisen infrastruktuurin suojaamisesta mahdotonta.

Muita vajoamista aiheuttavia menetelmiä ovat pitkäpäätylouhintaa (engl. *longwall*) ja lohkosoroslouhintaa (engl. *block caving*). Näistä pitkäpäätylouhintaa (kuva 14A) käytetään pehmeiden kivilajien alueella ja malmikerrokselle, joka on vaakatasoinen tai loiva-asentoinen (Villegas 2008). Siinä louhintaa etenee yhtenä linjana malmikerroksen sivua vasten. Louhittavan osuuden kohdalla katto on tuettu, mutta taakse jäävän osuuden annetaan romahtaa. Kovilla kivilajeilla voidaan myös jättää kivipylväitä tukemaan kattoa tai täyttää tiloja jättekivellä. Yläpuolisissa kerroksissa tapahtuu nopeaa romahtamista noin 10 m:n etäisyydellä louhittavasta kerroksesta. Kun etäisyys kasvaa, muutoksista tulee plastisempia tai niitä ei ole lainkaan. Lohkosoroslouhintaa käytetään herkästi murtuvissa kivilajeissa (Villegas 2008). Se on hyvin halpa menetelmä, joka hyödyntää kiven luonnollista murtumista jännityksen kasvaessa. Lohkosoroslouhintaa (kuva 14B) soveltuu



Kuva 14. Maanalaisia louhintatekniikoita, muokattu Hamrim (2001) piirroksista. A) Pitkääpäätylouhinta pehmeillä sedimenttikivillä. Pitkääpäätylouhinnassa tunnelia tuetaan vain louhittavasta kohdasta. Taakse jäävän osuuden annetaan romahtaa. B) Lohkosorroslouhinta. C) Levysorroslouhinta.

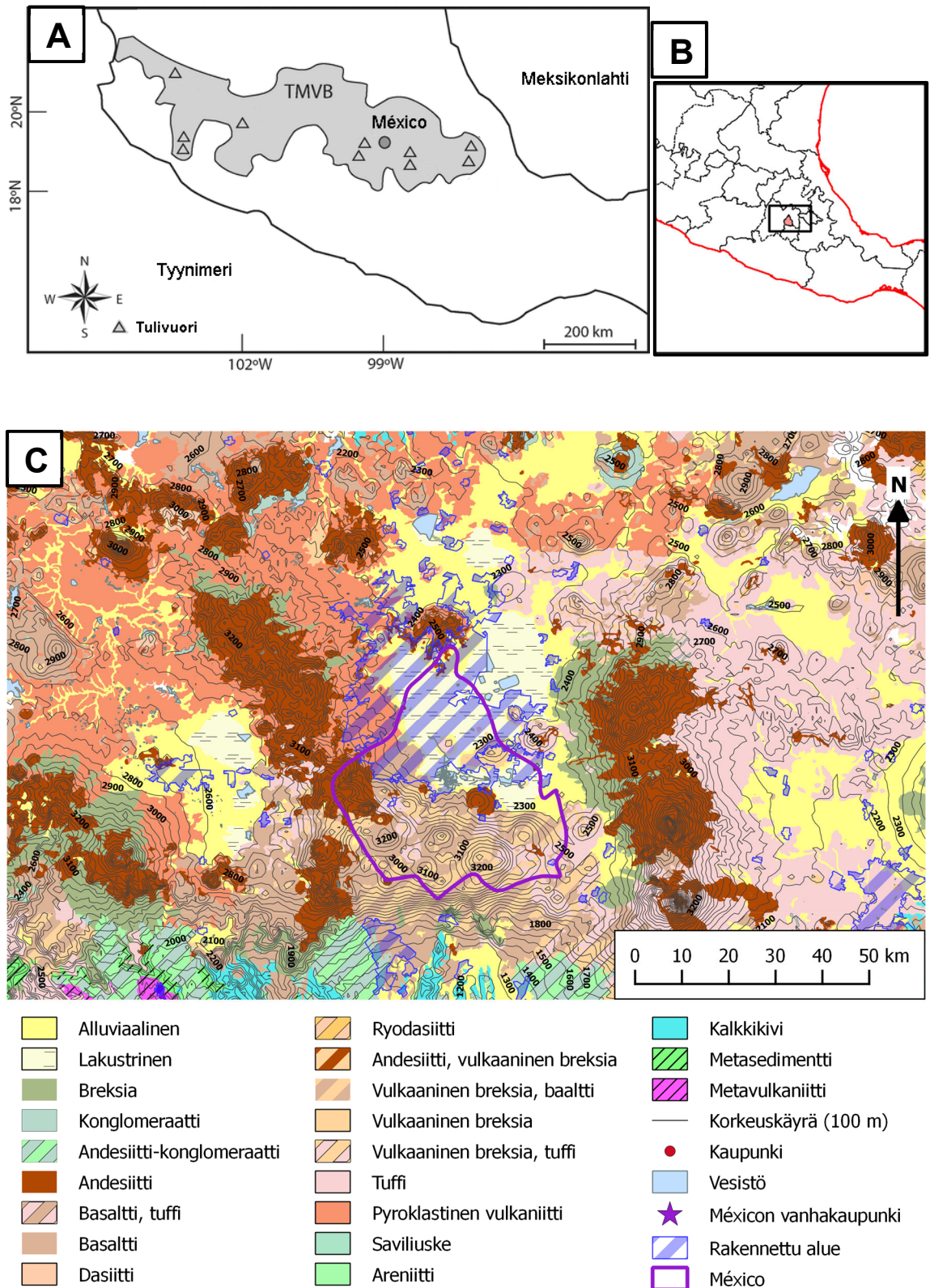
parhaiten malmikerroksessa, joka on pystyasentoinen ja selkeästi rajautunut. Louhinta suoritetaan malmin alapuolelta ja kiven annetaan vajota alas. Louhinnasta johtuva vajoaminen on sekä äkkinäistä että jatkuvaa (Villegas 2008, Stöckel *et al.* 2012). Äkkinäisessä vajoamassa maanpinta reagoi nopeasti alempien kerrosten massan muutoksiin ja liikkuu täyttämään tyhjänä olevia kerroksia. Tyhjäksi jääneen kerroksen yläpuolella oleva kantava kivi murtuu voimistuneen jännityksen seurauksena ensin keskeltä ja laajentuu sitten kohti reunoja. Kallion yläpuolella oleva tiivis, hienorakeinen sedimenttikerros pysyy kasassa sisäisen jännityksen vaikutuksesta, kunnes romahtaa yhtenä massana aukkoon. Jatkuva deformaatio on samankaltainen kuin nesteen poistumisen aiheuttama vajoaminen. Maanpinta laskeutuu hitaasti, jolloin sedimentin ja kallioperän sisäinen jännitys kasvaa. Tästä seuraa pintadeformaatioita, kuten halkeilua.

Vajoaman nopeuteen ja määrään vaikuttaa rakennuksen muoto, koko ja perustusmenetelmä sekä sen alapuolisen maaperän ominaisuudet. Vaikeimmat olosuhteet ovat alueella, jossa sedimenttikerrokset ovat epäjatkuvuuspintojen rajaamia ja

vajoamisen nopeus vaihtelee paikallisesti. Vajoamisen etenemistä ja hallintaa tutkitaan kerrostumien geologisten ominaisuuksien ja pohjaveden ominaisuuksien avulla (Gurevich *et al.* 1998). Kallioperästä tutkitaan litologiaa, deformaatioherkkyyttä ja mekaanisia ominaisuuksia. Sedimenttikerroksista selvitetään ongelmakerroksen geometria ja sedimentin fysikaaliset ominaisuudet. Kaivostoiminnassa selvitetään malmikerroksen suuruus, jotta tulevaisuudessa tapahtuvaa vajoamaa voidaan ennakoida. Vajoaman määrää tarkkaillaan nykyaikana ensisijaisesti GPS-mittauksilla (Gurevich *et al.* 1998, Stöckel *et al.* 2012). Apuna voidaan käyttää pohjavedenpinnan korkeutta ja topografista tai geometristä mittauksia. Eri kohteissa on vuosien varrella toteutettu paikalliseen ympäristöön soveltuvia tekniikoita. Vajoamaa voidaan korjata tai ehkäistä riippuen sen määrästä ja aiheuttajasta. Yleisimmät menetelmät ovat nesteiden pumppauksen rajoittaminen ongelma-alueella ja kerrosten uudelleentäyttö (Poland 1986). Nesteen pumppauksen rajoittaminen ei ole lopullinen ratkaisu. Kokoonpuristuminen tulee jatkuvaan ongelmallisissa kerroksissa, vaikka vesipitoisuus saavuttaisi tasapainotilan. Uudelleentäyttö taas on jatkuva toimenpide, sillä sedimenttikerroksia on lähes mahdotonta sulkea keinotekoisesti. Menetelmä myös soveltuu vain selkeästi rajautuville kerroksille eikä sitä voida hyödyntää, jos on olemassa riski pohjavesialueiden saastumisesta. Kaivostoiminnasta aiheutuvaa vajoamista ei voida korjata jälkikäteen. Ehkäiseminen onnistuu vain lopettamalla kaivostoiminta, joka voi tulla kalliimmaksi kuin vaara-alueen evakuoiminen.

4.2.1. Pohjaveden liikapumppaus – México, Meksiko

Meksikon pääkaupunki, México, sijaitsee maan keskiosassa (kuva 15B) ja Meksikon laakson lounaisosassa. Laakson pohjalla on sijainnut useita järviä, joista lähes kaikki ovat kuivuneet tai kuivatettu. Kaupunki kärsii huomattavasta vajoamisesta, jonka syitä ovat pohjaveden ylikulutus ja herkästi kokoonpuristuva lakustrinen sedimenttikerros. Pohjavettä käytetään teollisuuden ja 20 miljoonan asukkaan tarpeisiin. Sen pinta oli aivan maanpinnan tasolla ennen pumppauksien aloittamista 1800-luvun puolivälissä (Legget 1973). Kaupungin nykyinen vajoaminen alkoi 1900-luvun alussa ja jatkuu yhä. Vuonna 1960 sen suurin määrä oli 7 m (Legget ja Hatheway 1988). Nykyisin vedenpumppaaminen kaupungin ydinkeskustasta on lopetettu ja keskustan läheisien vedenottamoiden käyttöä valvotaan. Kaupungin vajoaminen on alkanut luonnollisena sen jälkeen, kun muinaiset järvet ovat kuivuneet tai kuivatettu. Vajoamasta on aiheutunut maan halkeilua pumppausasemien läheisyydessä, vaurioita useille rakennuksille sekä



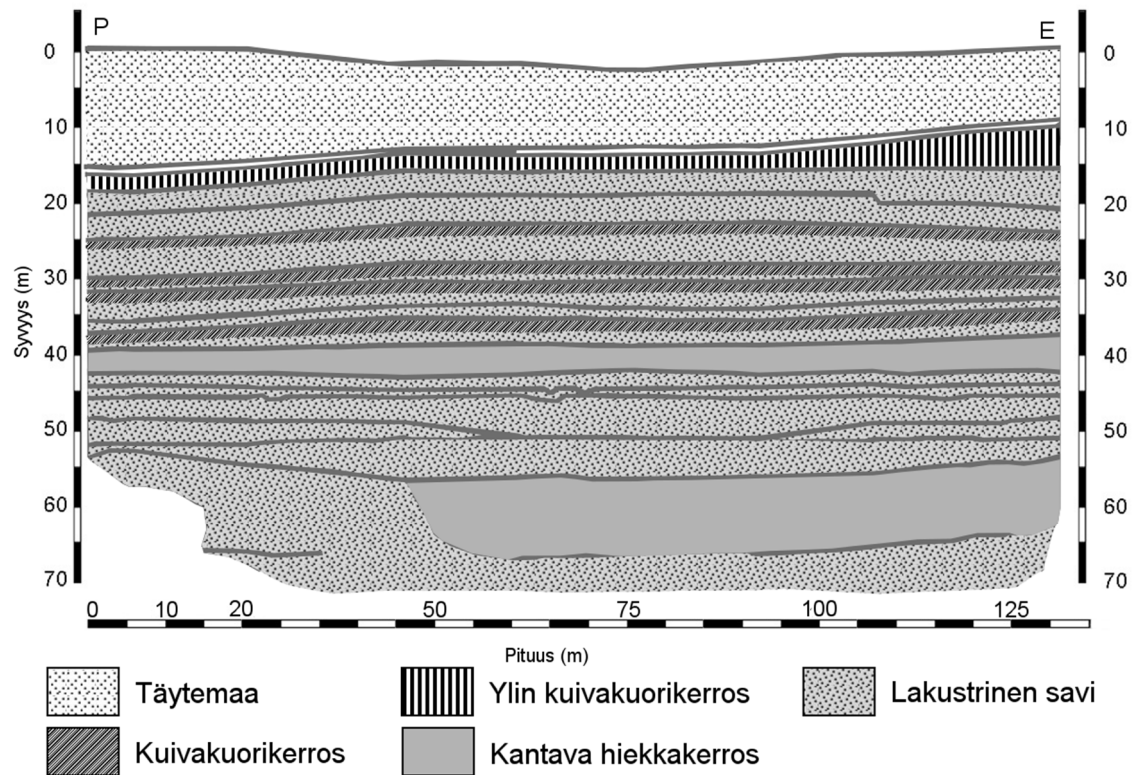
Kuva 15. A) México sijaitsee keskellä Trans-Meksikon vulkaanista vyötä (engl. *Trans-Mexican Volcanic Belt, TMVB*). Muokattu Capra *et al.* (2001) kartasta. B) Litologisen kartan sijainti. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta. C) Méxicon altaan litologia. Kaupunki sijaitsee lakustrisessa altaassa, jota ympäröivät entiset tulivuoret. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (1996), GADM (2009), Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2013), Porto Tapiquén (2015), Natural Earth (2016) ja OSM (2016).

vesijohto- ja viemäriverkostolle (mm. Ortiz-Zamora ja Ortega-Guerrero 2010).

Méxicon kaupunki sijaitsee samannimisessä altaassa, joka on keskellä Trans-Meksikon vulkaanista vyötä (engl. *Trans-Mexican Volcanic Belt*, TMVB) (kuva 15A). Vyö rajaantuu pohjois- ja eteläpuolella siirroksiin, jotka olivat aktiivisia eoseeni- ja oligoseeniepookkeina (mm. Cerca *et al.* 2012). Siirrokset vaikuttivat altaan vajoamiseen oligoseeniepookin loppuun saakka. Méxicon altaan muodostavat mioseeniepookin vulkaaniset kivilajit, joiden päälle kerrostui alluviaalisia sedimenttejä holoseeniepookista nykyaikaan (kuva 15C) (Alaniz-Álvarez ja Nieto-Samaniego 2007). Altaan alimpien basalttisten ja andesiittisten laavakerrosten päälle kerrostui varhaisplioseeniepookilla dasiittisia ja ryoliittisia kerroksia. Vulkanismin koostumus muuttui mafisempaan suuntaan plioseeniepookkia kohden. Samalla kerrokseen tuli enemmän tuhkaa ja tuffia. Méxicon altaan depressio aktivoi plioseeniepookin lopulla tektonisen toiminnan voimistumisen myötä. Kvartaarikaudella tulivuoritoiminta altaan reunoilla aktivoi ja jatkunut nykyaikaan asti (Poland 1986, Palacio-Prieto 2015). Kvartaarikauden aikaiset tulivuoret ovat koostumukseltaan basalttisia ja andesiittisia.

México City on rakennettu noin 70 m paksulle sedimenttipatjalle, joka koostuu pääasiassa lakustrisista hiekka- ja savikerroksista (kuva 16). Sedimenttien alla on mioseeni- ja plioseeniepookkien aikainen vulkaaninen kerros. Sedimenttien alin kerros on savea, jossa on siltti- ja hiekkavälikerroksia. Sen päällä on sekä alluviaalisista ja pyroklastisista hiekoista että hiekkaisista ja savisista silteistä koostuva pohjavesiakviferi. Kerroksen paksuus on vain 3 m, mutta se on tarpeeksi kantava tukemaan paaluperustuksia. Akviferin päällä on kaupungin vajoamista aiheuttava lakustrinen savikerros, joka koostuu vulkaanisen saven, tuhkan ja hiekkaisen siltin kerroksista. Lakustrinen savi on tunnettu erittäin voimakkaasta kokoonpuristumisesta, mikä johtuu sen suuresta vesipitoisuudesta (mm. Ortiz-Zamora ja Ortega-Guerrero 2010). Savikerroksen paksuus on kaupunkialueella 35-40 m. Kaupungin 1800-luvulla rakennetussa osassa ylimpänä on savisen hiekan ja siltin kuivakuorikerros (Ovando-Shelley *et al.* 2003). Muualla ylimmät kerrokset ovat rakennusjätteestä, sorasta ja savisesta sorasta koostuvia täytemaita.

México on perustettu entisen atsteekkikaupungin raunioille. Alkuperäinen kaupunki rakennettiin Texcoco-järven keskellä olleelle saarelle, joka oli Meksikon laakson korkein kohta. Atsteekkien kivipyramidit kärsivät luonnollisesta asettumisesta, jonka aiheuttaja

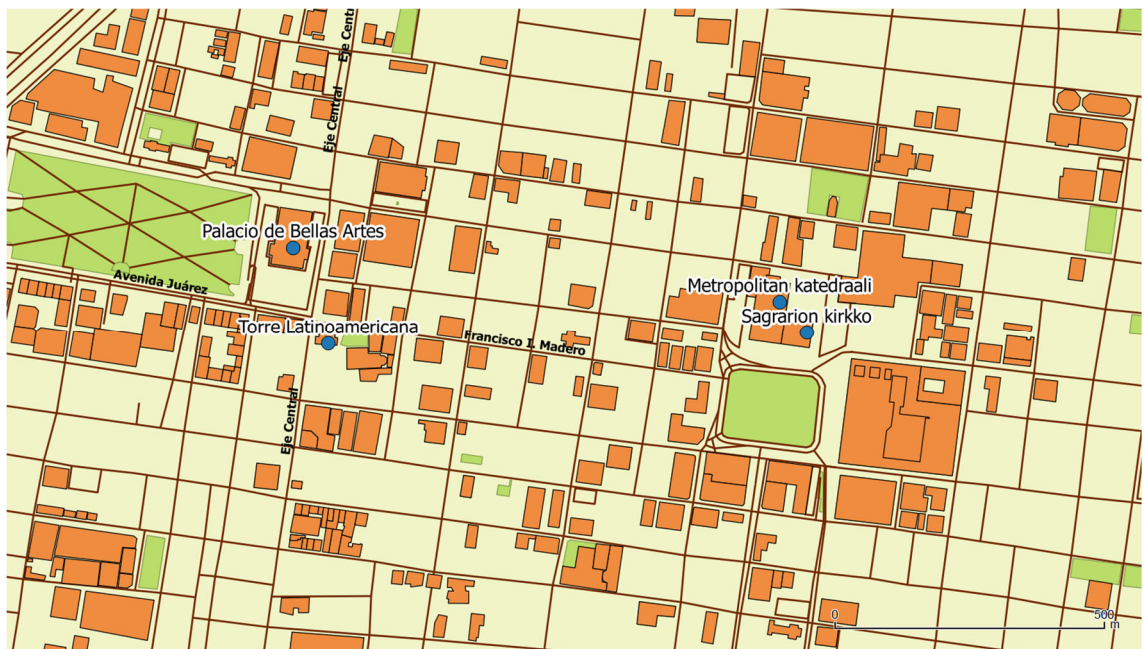


Kuva 16. Pohjois-eteläsuuntainen poikkileikkaus Méxicon sedimenttikerroksista Metropolitan-katedraalin alla. Katedraalin sijainti on merkitty kuvaan 17. Muokattu Ovando-Shelley *et al.* (2007) piirroksesta.

oli päällimmäisen lakustrisen kerroksen kokoonpuristuminen rakennuksien painon alla (Ovando-Shelley ja Santoyo 2001, Cerca *et al.* 2012). Rakennuksia korjattiin jatkuvasti tai päälle rakennettiin uusia. Samasta luonnollisesta asettumasta kärsivät espanjalaisten valloittajien rakennukset, joista suurin osa on vajonnut kokonaan maahan (Ovando-Shelley *et al.* 2003). Perustusmenetelmänä vanhoissa rakennuksissa on käytetty perustusmuureja ja lyhyitä pilareita. Atsteekit rakensivat pyramidinsa myös suoraan maapohjalle. Asettuman aiheuttamia ongelmia yritettiin 1500-luvulla ehkäistä rajoittamalla rakennusten kerrosmäärää ja siten painoa. Pohjaveden käyttö on lisääntynyt voimakkaasti 1900-luvun alussa, josta nykyaikanakin jatkuvan, voimakkaan vajoamisen voidaan katsoa alkaneen (mm. Ortiz-Zamora ja Ortega-Guerrero 2010). Sen aiheuttamia vahinkoja on pyritty vähentämään ja hallitsemaan rajoittamalla vedenpumppausta ja siirtämällä sitä sivummalle kaupungin keskustasta (Ovando-Shelley *et al.* 2003, Ortiz-Zamora ja Ortega-Guerrero 2010). Tämä on kuitenkin vain väliaikainen ratkaisu, sillä pumppausalueilla on ollut voimistunutta vajoamista vedenoton seurauksena. Uusilla alueilla vajoaman suuruus on ollut jopa 0,4 m/v, kun muualla sen määrä on vain 0,05 m/v. Esimerkiksi kuivatetulla järvellä sijaitseva Chalcon allas on otettu pumppauskäyttöön 1940-luvulla (Ortiz-Zamora ja Ortega-Guerrero 2010). Vettä on pumpattu aluksi

karkearakeisesta pintakerroksesta $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$. 1960- ja 1970-luvuilla vedenotto aloitettiin basalttisessa akviferissa ja pumpatun veden määrää kasvatettiin $4 \text{ m}^3/\text{s}$:iin. Vasta 1980-luvulla pumppaus aloitettiin 400 m:n syvyydestä $8 \text{ m}^3/\text{s}$:n nopeudella. Merkittävä vajoaminen alueella on alkanut 1960-luvulla ja sen keskimääräinen nopeus on ollut 0,1-0,15 m/v. Chalcon altaan ylin lakustrinen savikerros on jopa 300 m:n paksuinen. Se on syntynyt kvartäärikauden basalttivulkanismin aikana, joka näkyy vulkaniittisina välikerroksina. Nämä välikerrokset toimivat tukikerroksina, jotka estävät ylempien kerrosten halkeilua kuivumisen ja kasvaneen jännityksen seurauksena.

Méxicon vanhassa kaupungissa sijaitsee useita rakennuksia, jotka kärsivät epätasaisesta asettumasta. Palacio de Bellas Artes (kuva 17) rakennettiin vuonna 1934 kansallisteatterin tilalle, joka purettiin vuosisadan alussa (Instituto Nacional de Bellas Artes y Literatura 2010, Palacio-Prieto 2015). Rakennuksen kokonaispaino on 585 000 tonnia ja sen perustuksissa on käytetty betonisia perustuslaattoja (Legget 1973, Palacio-Prieto 2015). Rakennusvaiheessa perustukset ovat kallistuneet ensin lounaaseen ja myöhemmin luoteeseen. Syynä oli suunnitteluvirhe, jossa jo käytetty perustusmenetelmä on ylittänyt pintasedimenttien kantavuuden rajan. Rakennus on vajonnut noin 3 m valmistumisensa jälkeen.



Kuva 17. Méxicon vanha kaupunki on voimakkaan vajoamisen keskus. Keskustassa sijaitsee useita rakennuksia, jotka ovat kärsineet vajoamisesta rakennusvaiheessa ja käyttöaikana. Kartta on luotu OSM (2017) aineiston pohjalta.

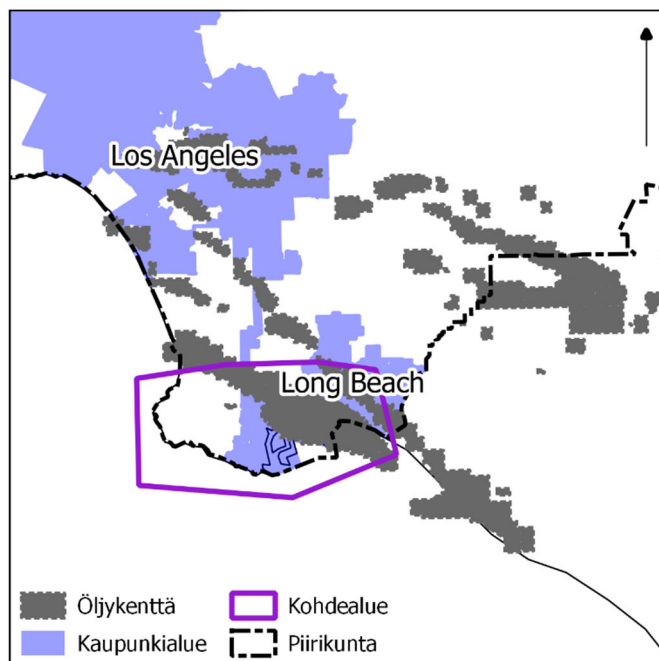
Palacio de Bellas Artesista etelään sijaitseva Torre Latinoamericana (kuva 17) rakennettiin 1950-luvulla. Se edustaa esimerkillistä suunnittelua ja pohjatutkimusta. Torre Latinoamericana käsittää 43 kerrosta ja antennin, joiden yhteiskorkeus on 181,33 m ja paino 24 000 tonnia (Legget 1973, Torre Latinoamericana 2016). Pilvenpiirtäjää varten suoritettiin laajat kairaukset, joissa tutkittiin maaperää ja pohjaveden ominaisuuksia 70 m syvyyteen asti. Jokaisesta kerroksesta otettiin näyte laboratoriotutkimuksia varten. Pilvenpiirtäjä on rakennettu 33,5 m syvyydessä sijaitsevaan hiekkakerrokseen ulottuville kitkapaaluille. Paalujen päälle valettiin betonilaatta, jonka sijaintisyvyys on 13,5 m. Torni on selviytynyt vaurioitta vuosien 1985 ja 2007 maanjäristyksistä eikä siinä ole havaittu merkkejä epätasaisesta asettumasta tai asettuman aiheuttamista vaurioista.

Vuosina 1573–1813 rakennettu Metropolitan-katedraali (kuva 17) ja viereinen, vuonna 1769 valmistunut Sagrarion kirkko ovat molemmat kärsineet epätasaisesta asettumista koko historiansa ajan (Ovando-Shelley ja Santoyo 2001). Metropolitan-katedraali on perustettu muuratulle laatalle, jonka koko on 120 x 60 m. Sen alla on 22 500 puupaalua, joiden pituus on 2,2-4 m. Sagrarion kirkon perustuksissa on käytetty samaa menetelmää. Kirkkoja on yritetty korjata historian aikana useaan otteeseen. Katedraalin perustukset on kertaalleen tyhjennetty täytemaasta, jolla on pyritty tasoittamaan sen vajoamista. Tyhjentämisen jälkeen katedraalin alle on rakennettu hautaholveja, jotka ovat lisänneet sen painoa. Katedraalia on tuettu pylväillä, joihin on myöhemmässä vaiheessa tehty kulkuaukkoja. Seurauksena niiden vaikutukset ovat heikentyneet. Näistä korjauksista on ollut vain marginaalista hyötyä. Vuonna 1976 kirkko uudelleenpaalutettiin, mutta vain kolmannes paaluista vähensi vajoamisen määrää. Toimiva korjausmenetelmä on 1990-luvulla suoritettu Metropolitan-katedraalin ja Sagrarion kirkon altakaivuu (engl. *underexcavation*). Siinä kirkkojen alta poistetaan maata kairaamalla, jota seuraa karkearakeisen sedimenttien valuminen tyhjiksi jääviin kairareikiin. Lopputuloksena toimenpiteestä korkeammalla olevat osat ovat laskeutuneet alempana olevien tasolle. Menetelmällä kirkkojen vajoaman tilanne on saatu lähelle 1930-lukua, jonka seurauksena vastaava korjausoperaatio voidaan suorittaa vasta 20-30 vuoden kuluttua. Metropolitan-katedraalin korjaustoimenpiteiden epäonnistumisten syynä on ollut tietämättömyys epätasaisen asettuman aiheuttajista. Katedraalin luonnollinen asettuma on päättynyt jo 1850-luvulla ja vaikuttava tekijä on enää kaupungin yleinen, kompaktoitumisesta johtuva vajoaminen (Ovando-Shelley ja Santoyo 2001). Kirkkojen vajoamisen tarkkailu aloitettiin vuonna 1907, jolloin suurin ero asettumassa on ollut 1,53 m.

Vajoamisen seuranta ja mittaukset Méxicossa aloitettiin 1950-luvulla. Tutkimusvälineenä käytettiin pietsometrejä, joilla mitataan pohjavedenpinnan muutoksia suhteessa maanpinnan korkeuteen. Silloinen mitattu keskimääräinen kokonaisvajoama on ollut 4,56 m ja vajoaman nopeus 0,26 m/v (Ovando-Shelley *et al.* 2003). Nykyisin menetelminä ovat GPS-mittaukset ja satelliittikuviin perustuva InSAR-analyysi (Cerca *et al.* 2012). InSAR-menetelmällä vertaillaan kahta peräkkäin otettua kuvaa, joista voidaan havainnoida eroavaisuuksia. Tarkkailua käytetään ongelma-alueiden havaitsemiseen, halkeilun havainnointiin ja kestävään rakennussuunnitteluun.

4.2.2. Öljykentän vajoaman korjaus – Long Beach, Kalifornia, Yhdysvallat

Long Beach on Los Angelesin esikaupunki, joka sijaitsee Etelä-Kaliforniassa, Yhdysvalloissa. Sen vajoaminen liittyy Wilmingtonin öljykenttään, jonka päällä on Los Angelesin satama. Öljykentän laajuus on 5500 ha ja se kuuluu luoteis-kaakkoissuunnassa olevaan öljykenttien ketjuun (kuva 18) (Colazas ja Strehle 1995). Kenttä on kokonaisuudessaan alueella, jossa se on meriveden vaikutuksen kohteena joko suoraan tai vuoroveden kautta (Holzer 1989). Vajoamisen syynä on sekä öljynpumppaus että pohjaveden liikakäyttö. Vajoaman nopeus on kuitenkin kiihtynyt sen jälkeen, kun öljynpumppaus aloitettiin vuonna 1936 (Holzer 1989,). Long Beach sijaitsee rannikolla ja vajoaminen on aiheuttanut kasvaneen tulvariskin ja laajentuneet tulvimisesta koituneet vahingot. Muita vajoamaan liittyviä vahinkoja ovat rakennusten epätasainen asettuminen, kanavien kaltevuuksien muutokset ja maan halkeilu. Wilmingtonin öljymuodostuma

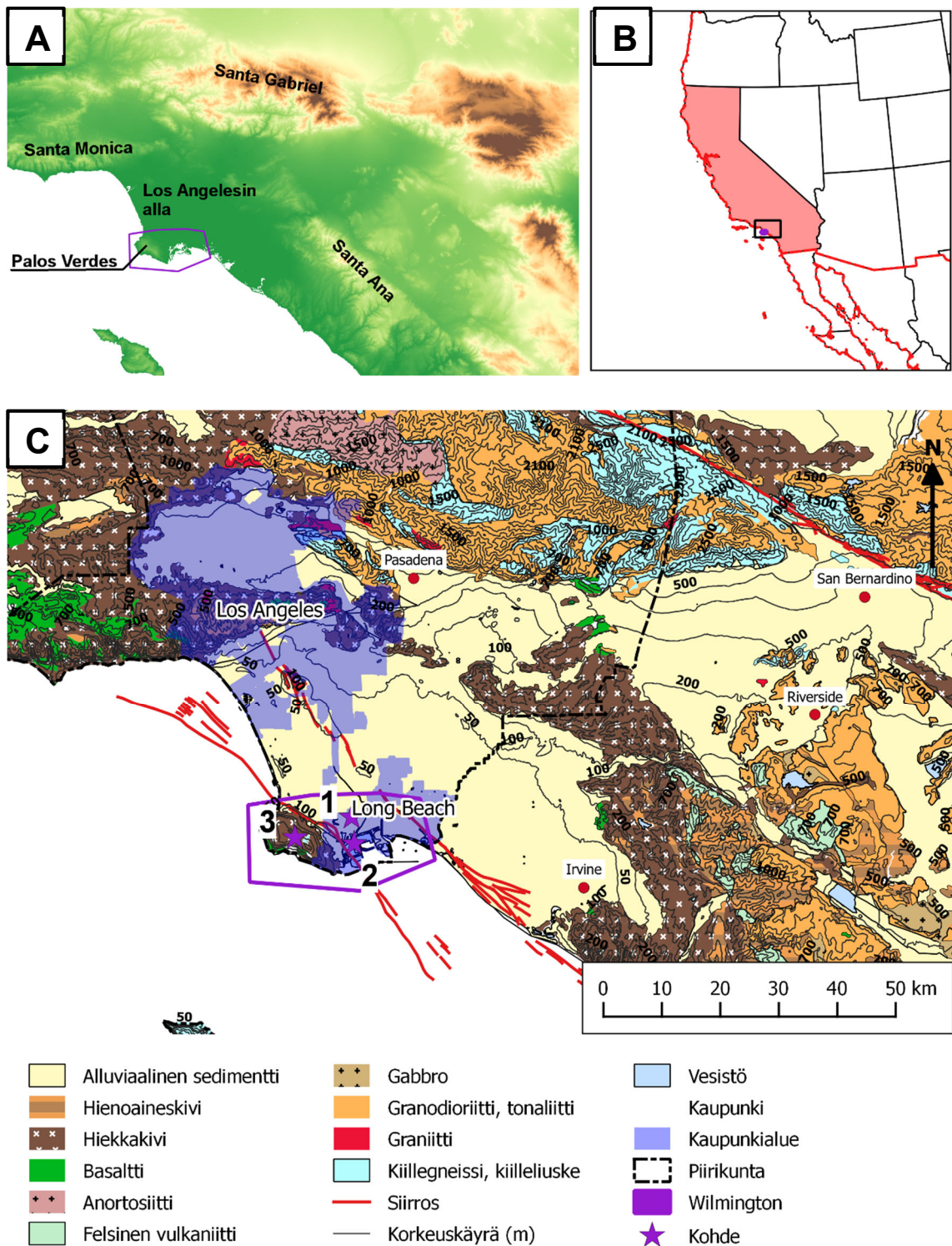


Kuva 18. Los Angelesin altaan alueella on useita öljykenttiä. Wilmington on osa luoteis-kaakkoissuuntaista öljykenttien ketjua. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: California State Board of Equalization (2015), California Department of Conservation (2016) ja Natural Earth (2016).

sijaitsee laakeassa antikliinissa, jota halkovat jyrkät normaalisiirrokset. Se koostuu herkästi kokoonpuristuvista hiekka- ja silttikerroksista (mm. Holzer 1989).

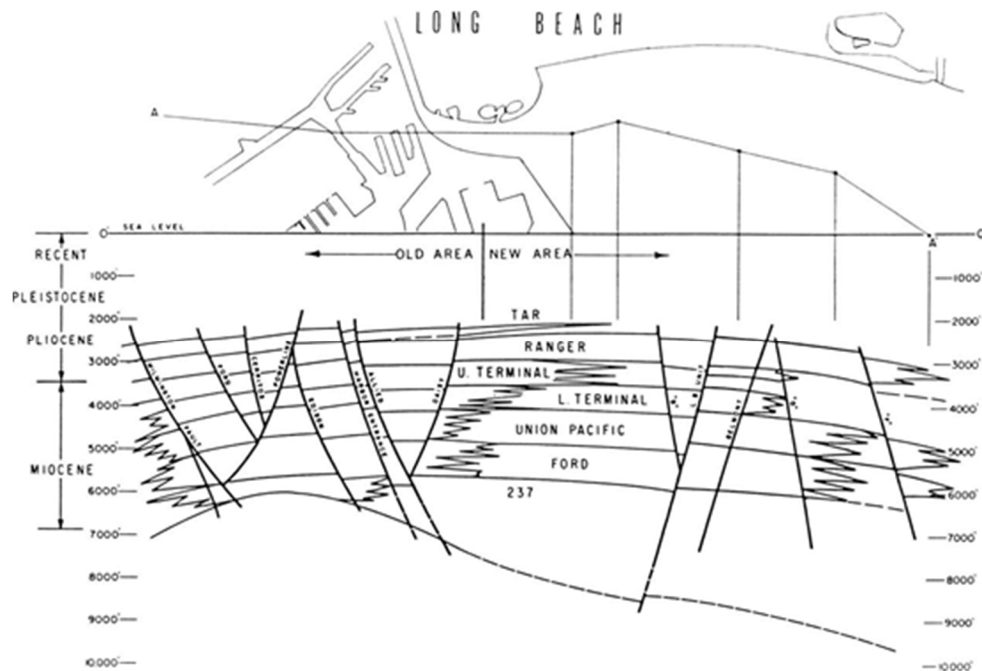
Long Beach sijaitsee Los Angelesin altaassa (kuva 19A), joka rajautuu kaakossa Palos Verdes -kukkuloihin, pohjoisessa ja koillisessa Santa Gabrielin sekä Santa Monican vuoristoihin, idässä Santa Anan vuoristoon sekä lännessä ja etelässä Tyyneenmereen (Colazas ja Strehle 1995). Los Angelesin altaaseen on kerrostunut merellisiä ja alluviaalisia sedimenttejä aina prekambriselta kaudelta alkaen (kuva 19C). Long Beachin alueella peruskallio on jura-liitukaudella muodostunut Catalinan-liuskejakso, jossa on 1500-4200 m paksuudelta kloriittiliuskeita (Norris ja Webb 1976). Nuoremmat, öljypitoiset sedimentit kerrostuivat kenotsooisella maailmankaudella. Long Beachin itäpuolella on saman ikäisiä kerrostumia, joista ei ole löydetty öljyä. Syynä tähän eroavaisuuteen on kerrostumisen aikaan aktiivisena ollut Sierra Nevadan orogenia (70-45 Ma), joka muutti kerrostumisympäristön merellisestä mantereelliseksi. Los Angelesin allas on ollut tektonisten prosessien vaikutuksen kohteena mioseeniepookista lähtien (Norris ja Webb 1976, US Army Corp Engineers 1984). Pohjoisessa sijaitseva San Andreaksen siirros on luonut alueelle luoteis-kaakkoissuuntaisia siirroksia ja poimutusta. Siirroksen jatkeena on Long Beachin itäpuolella Newport-Ingles-siirros. Alueen länsirajana oleva Palos Verdes -siirros taas on paikallisesti siirroksista merkittävin, sillä se on aiheuttanut poimutuksen ja siten öljykentän muodostumisen. Kaikki siirrokset ovat 90 km:n säteellä satama-alueesta. Lähin on Palos Verdes, jonka osia on Terminal Islandin alla.

Wilmingtonin öljykenttä koostuu mioseeniepookin aikana kerrostuneista merellisistä sedimenteistä, jotka ovat suoraan jurakautisen Catalina-jakson päällä. Merellinen sedimentaatio jatkui koko Los Angelesin altaan eteläosassa plioseeniepookin lopulle, jota seurasi Palos Verdes -siirroksen aiheuttama poimuttuminen. Kokonaisuutta rikkovat useat epäjatkuvuuspinnat, jotka kertovat eroosion edeltäneen jokaista kerrostumisvaihetta (Mayuga ja Allen 1970, Colazas ja Strehle 1995). Epäjatkuvuuspinoista voidaan myös päätellä alueen kohonneen useita kertoja merenpinnan yläpuolelle kerrostumisvaiheiden aikana. Mioseeniepookin keski- ja loppuvaiheiden välinen epäjatkuvuuspinta on merkittävin, sillä se osoittaa Wilmingtonin antikliinin (kuva 20) poimuttumista. Myöhäismoioseeniepookin aikaisissa ja nuoremmissa kerroksissa on havaittavissa niiden ohentumista antikliinin keskiosassa ja paksuntumista reunoilla (Colazas ja Strehle 1995). Tämä viittaa maankohoamiseen. Asymmetrisen antikliinin akselin suunta on luoteis-



Kuva 19. A) Los Angelesin allas. Karttaan on merkitty allasta ympäröivät vuoret. Kartta on tuotettu de Ferranti (2014) aineiston pohjalta. B) Kalifornian osavaltion ja Long Beachin sijainti Yhdysvaltojen länsirannikolla. Karttaan on merkitty litologisen kartan sijoittuminen. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta. C) Los Angelesin altaan litologia ja tärkeimmät siirrokset. Karttaan on merkitty Los Angelesin ja Long Beachin kaupunkialueet, Wilmingtonin (1) öljykentän alue sekä Terminal Island (2) ja Palos Verdes (3). Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (2006), Ludington *et al.* (2007), USGS (2014), California Department of Transportation (Caltrans) (2015), Meuser (2016) ja United States Census Bureau 2016.

kaakkoinen ja se pitää sisällään Wilmingtonin 1950-2286 m paksut öljyhiekkakerrokset (Colazas ja Strehle 1995). Huippua lähellä olevat konsolidoitumattomat kerrokset ovat loivassa kulmassa. Kokonaisuus on hajonnut useiksi, siirroksien rajaamiksi ja alaspäin suippeneviksi blokeiksi, joka näkyy myös kuvan 20 poikkileikkauksessa. Siirroksista osa on vettäläpäiseviä ja osa vettäpidättäviä.



Kuva 20. Wilmingtonin geologinen poikkileikkaus. Syvyyydet ilmoitettu jalkoina, 1 ft = 0,3 m. (Colazas ja Strehle 1995)

Wilmingtonin muodostuman neljä ylintä kerrosta, Tar-, Ranger-, ylempi Terminal- ja alempi Terminal -jaksot ovat merkittäviä niin öljyntuotannon kuin maanvajoamisen kannalta. Alemmat Union Pacific-, Ford- ja 237-jaksot eivät ole merkittävästi muuttuneet öljyntuotannon vaikutuksesta. Pintasedimentit ovat mereen kerrostuneita savia, silttejä ja hiekkvoja (Colazas ja Strehle 1995). Catalina-jakson päällä oleva alin sedimenttikerros on 237-jakso, joka koostuu 600 m:n paksuisesta, heikosti lajittuneesta arkoosihiekkakivestä. Välikerroksina on saviliusketta ja joitain keski-karkearakeisia hiekkakiviä. Sen päällä olevat Union Pacific- ja Ford-kerrokset ovat ohuina kerroksina olevia hiekkvoja, joiden raekoko vaihtelee hienon ja karkean välillä. Ne ovat kohtalaisesti lajittuneita tai lajittumattomia. Välikerrokset ovat silttikiveä ja saviliusketta. Öljykerroksista alin on alempi Terminal-jakso, jossa karkea ja massiivinen hiekka tiivistyy alemmas mentäessä. Ylempi Terminal-jakso on hienoa ja keskirakeista, lajittunutta arkoosihiekkaa, jossa on välikerroksina savikiveä, silttikiveä ja karbonaattista hiekkakiveä. Hiekkakerrokset

hienonevat ylöspäin. Terminal-jaksojen päällä oleva Ranger-jakso kattaa mioseeni- ja plioseeniepookkien välisen ajan. Se koostuu vaihtelevista hiekkakerroksista, joissa on välikerroksina mioseenikaudella laminoitunutta silttikiveä. Ylin kerros on konsolidoitumaton Tar-jakso, jossa on vaihtelevan rakeisesta ja hyvin lajittunutta hiekkaa sekä silttisiä välikerroksia.

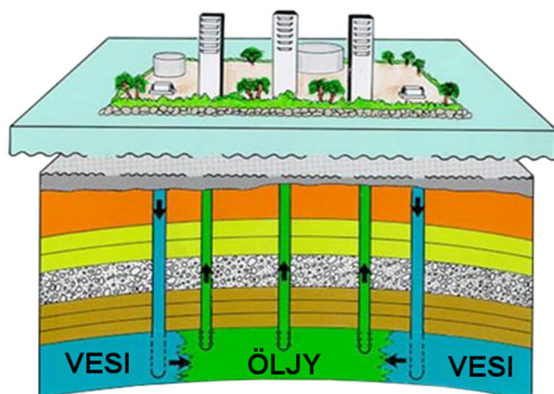
Vajoavan alueen keskellä on satamateollisuutta ja Yhdysvaltojen laivaston telakka. Sen laajuus on parhaimmillaan ollut 50 km². Vajoama on laakean kulhon muotoinen, jonka keskellä vajoaman suuruus on pahimmillaan ollut 8,8 m (Holzer 1989, Colazas ja Strehle 1995). Ongelma huomattiin vuonna 1941, jolloin sen suurin syvyys oli 0,4 m. Vuonna 1945 tehty tarkistusmittaus havaitsi vajoaman kasvaneen 0,7 m eli yhteensä 1,3 m:n syvyyteen. Jälkimmäisen tutkimuksen jälkeen aloitettiin laajamittainen tarkkailu ensin 300:lla ja myöhemmin 900:lla korkeuspisteellä. Vajoaman keskus on Wilmingtonin itäpuolella, Terminal Islandin lähellä (kuva 21). Öljynpumpppauksen tuotantohuippu ajoittuu vuoteen 1952, josta 9 kk eteenpäin vajoaman on ollut nopeimmillaan eli 0,75 m/v:ssa (Holzer 1989, Colazas ja Strehle 1995). Vajoaman syytä on tutkittu pitkään ennen kuin toimiva korjausratkaisu löydettiin. Varhaisissa tutkimuksissa selvitettiin konsolidoitumista öljykerroksissa (Mayuga ja Allen 1970). Myöhemmissä tutkimuksissa on selvitetty myös saviliuskeiden kokoonpuristumisen osuutta. Todennäköisin syy on hiekkarakeiden uudelleenjärjestäytymisessä eli konsolidoitumisessa, josta on seurannut hiekkakerroksien plastinen deformaatio. Hyvin vettäläpäisevät hiekkakerrokset ovat reagoineet poistuneen nesteen määrään nopeasti. Vastaavasti saviliuskeissa muutokset ovat hitaampia, koska ne kompaktoituvat herkästi ja ovat vettäpidättäviä. Nämä teoriat



Kuva 21. Vajoama Terminal Islandin kohdalla. Vajoaman kokonaismäärä on ilmaistu jalkoina, 1 ft = 0,3 m. (Colazas ja Strehle 1995)

on vahvistettu laboratoriokokeilla (Colazas ja Strehle 1995). Vajoama aiheutti mittavat vahingot rakennuksille ja liikenneväylille sekä öljyntuotantokalustolle. Toissijaisena ongelmana tulvimisen riski kasvoi, sillä jo valmiiksi alava maa jäi merenpinnan alapuolelle.

Vajoaman alkuvaiheessa, 1940-luvulla, korjaustoimenpiteinä olivat yksittäisten rakennusten korottaminen ja tulvavahinkojen vähentäminen (Mayuga ja Allen 1970, Holzer 1989). Näillä menetelmillä korjattiin epätasaisesta asettumisesta aiheutuvia rakennusvahinkoja ja vähennettiin tulvimisen riskiä, sillä vajoama on merenpinnan tason alapuolella. Toimivampi korjausmenetelmä otettiin käyttöön vuonna 1958, jolloin akviferien uudelleen täyttäminen aloitettiin. Uudelleentäyttömenetelmässä vettä injektoidaan samoihin kerroksiin, joista öljyä pumpataan (kuva 22). Alkuaikoina käytettiin suodatettua merivettä, joka pumpattiin epäjatkuvuuspintojen rajaamiin blokkeihin pahiten vajonneen alueen alla (Holzer 1989, Colazas ja Strehle 1995). Nykyisin pumpatun veden määrä vuorokaudessa on 19 000 m³ ja sen injektoinnissa käytetään 700:aa kaivoa. Käytetty vesi on puhdistettua tekopohjavettä, pohjavettä ja makeaa vettä. Veden puhdistus ja kemiallinen sopivuus ovat tärkeitä, sillä öljykerros on yhteydessä paikallisiin akvifereihin. Tarkkailulla on pystytty vahvistamaan toimenpiteen käytännöllisyys ja vajoaman eteneminen on pysäytetty. Sivutuotteena öljyntuotantotehokkuus on kasvanut, sillä vesi nostaa öljyä kohti pintaa. Noin 75 % tuotetusta öljystä on saatu korjaustoimenpiteen sivutuotteena. Vajoaman onnistunut korjaus on myös mahdollistanut tuotannon laajentamisen kohti itää (Colazas ja Strehle 1995). Vajonneen alueen koko on pienentynyt vain 8 km²:iin ja osa pahiten vajonneista osista on palautunut joitakin metrejä. Injektion tehokkuutta tarkkaillaan puolivuositain tehtävillä korkeusmittauksilla (Colazas ja Strehle 1995). Lisäksi käytetään seismistä tarkkailua, vaakasuuntaisia mittauksia ja öljykenttien paineen tarkkailua.

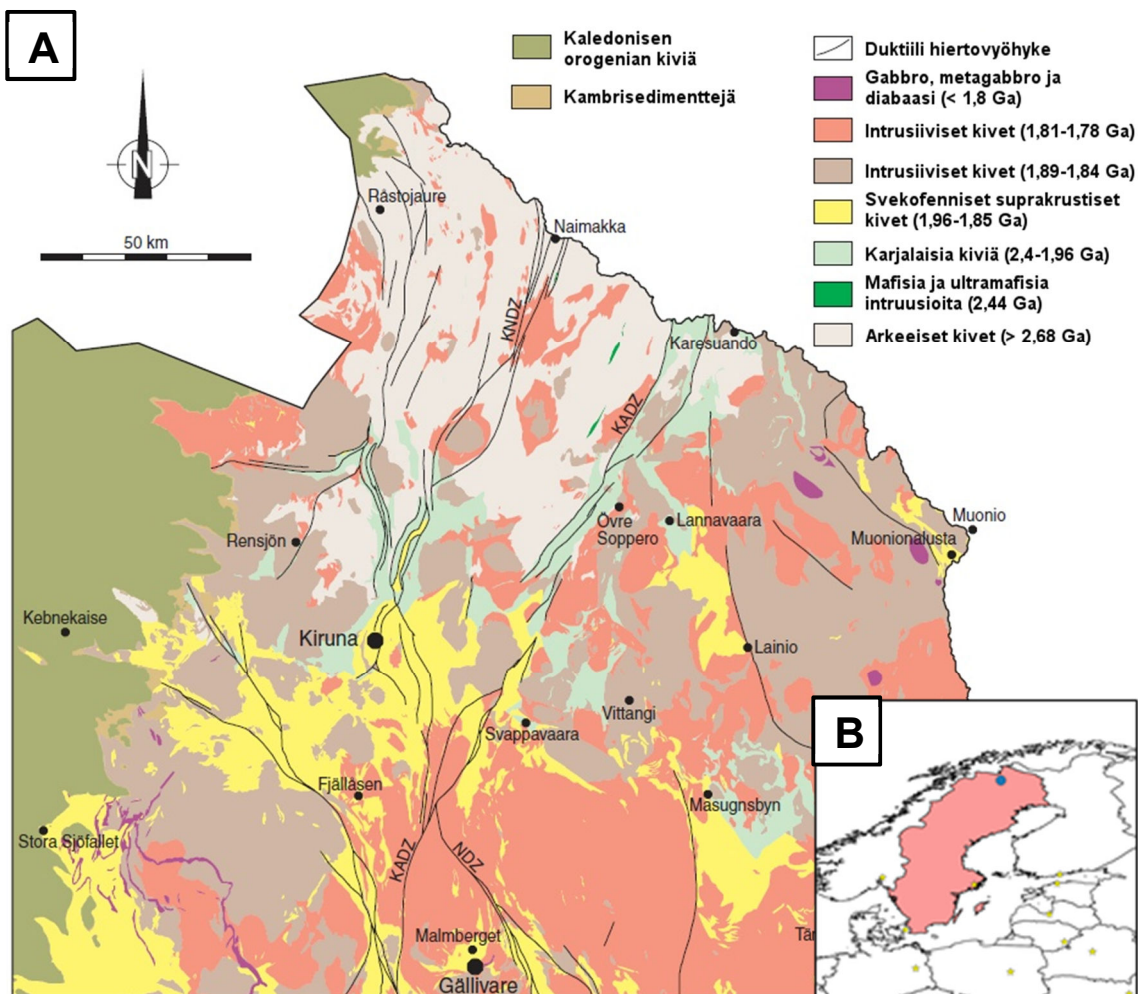


Kuva 22. Öljykentän uudelleentäyttämisen toimintaperiaate. Öljykerroksiin pumpataan puhdasta vettä, joka korvaa poistuneen öljyn ja kohottaa jäljellä olevia varantoja kohti pintaa. Muokattu Long Beach Gas & Oil Department piirroksesta.

4.2.3. Kaivostoiminnan maanvajoama – Kiiruna, Ruotsi

Pohjois-Ruotsissa, Norrbottenin maakunnassa, sijaitseva Kiiruna on 18 000 asukkaan kaivoskaupunki. Kaivostoiminta on alkanut 1900-luvun alussa ja siirtynyt maan alle 1950-luvulla (Bergman *et al.* 2001, Villegas 2008). Vuonna 1962 otettiin käyttöön levysorrostouhintamenetelmä, jonka seurauksena vajoaminen malmikerroksen läheisyydessä on alkanut. Kiirunavaaran rautamalmikerros on 4 km pitkä, 100 m leveä ja kaatuu 60°:een kulmassa itään Kiirunan kaupungin alle (mm. Stöckel *et al.* 2012). Malmin laatu paranee ja kerroksen leveys kasvaa 1500 m syvyydessä.

Kiiruna sijaitsee Norrbottenin pohjoisosassa, jossa peruskallio on arkeista granitoidia ja gneissejä (Frietsch 1980, Bergman *et al.* 2001). Kiirunan alueella kivilajit muodostuivat Svekokarjalaisessa orogeniassa 1960-1800 Ma sitten (kuva 23). Svekokarjalaisista

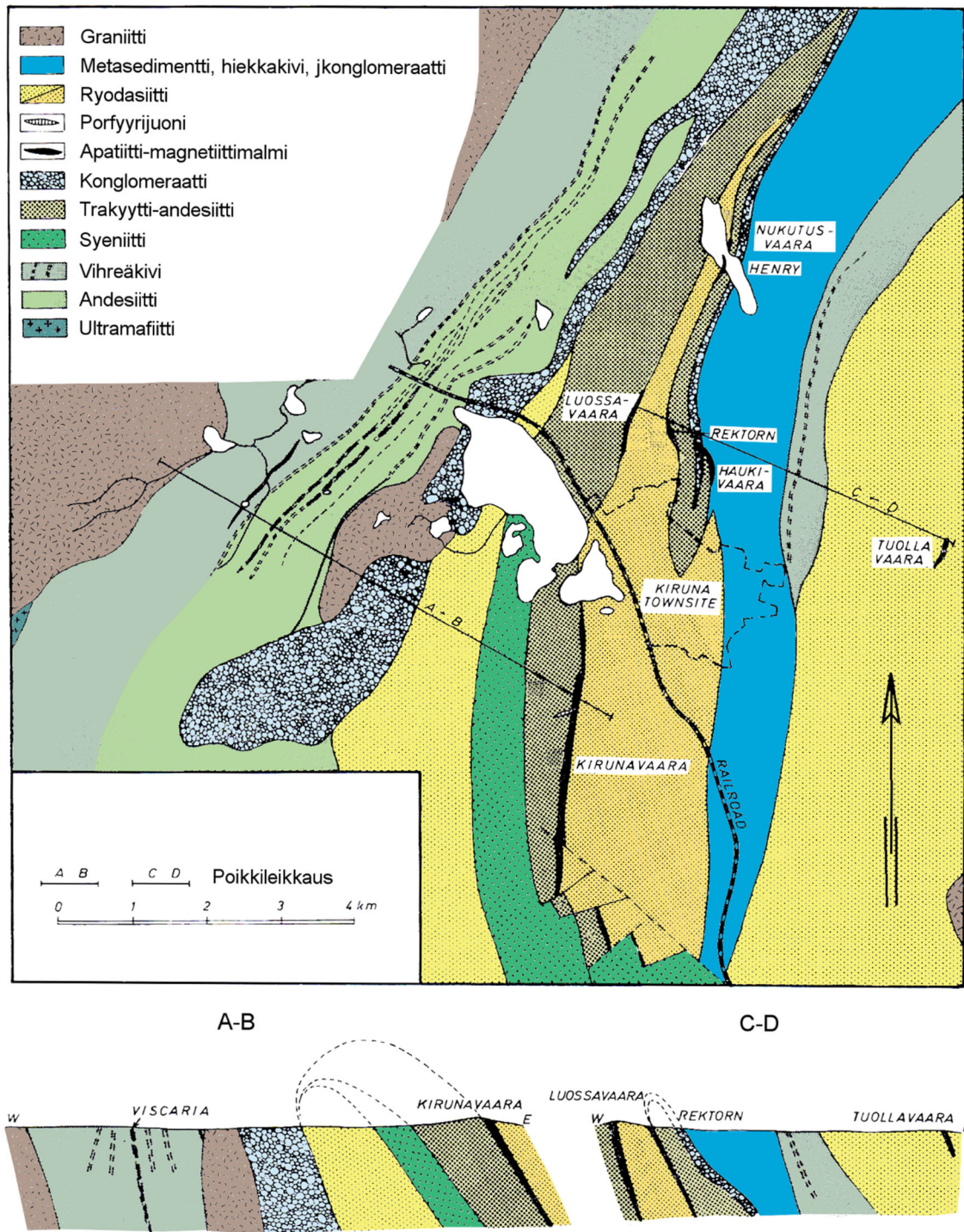


Kuva 23. A) Pohjoisen Norrbottenin kallioperä, muokattu Bergman *et al.* (2001) kartasta. B) Kiirunan sijainti. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta.

kerroksista alin on vihreäkivi, joka kerrostui arkeisen kratonin laidalla olleisiin altaisiin. Se koostuu basalttisesta tyynylaavasta, andesiitista ja peridotiitista. Vihreäkiven päälle kerrostui merellisiä metasedimenttejä, jotka ovat sittemmin deformatuneet kiilleliuskeeksi ja konglomeraatiksi (Frietsch 1980, Bergman *et al.* 2001). Suurin osa sedimenteistä kerrostui matalaan altaaseen. Konglomeraatin synty-ympäristö oli todennäköisesti delta. Sedimentaatio jatkui suoraan vihreäkiven päälle, mutta Kiirunassa on havaittavissa jälkiä edeltäneestä eroosiovaiheesta. Sedimentaatiota seurasi vulkaaninen vaihe, joka kerrosti porfyyrisiä laavoja. Kiirunan rautamalmi kuuluu näihin kerroksiin. Laavat ovat pääasiassa intermediäärisiä trakyyttejä ja ryoliitteja, mutta myös vulkaniittisia konglomeraatteja ja tuffeja sekä hiekka- ja hienoaineskiviä. Nuorimmat suprakrustiset kerrokset ovat kvartsiitti ja kvartsipitoinen hiekkakivi. Svekocarjalaisen orogenian jälkeen Kiirunan lähialueilla oli graniittista intruusiomagmatismia (1600-1500 Ma), joka on sittemmin poimuttunut (Frietsch 1980).

Kiirunan apatiitti-magnetiittimalmi on intermediääristä ryoliitti-dasiittilaavaa, jossa on tuffiklasteja (Bergman *et al.* 2001, Villegas 2008). Malmin alapuolinen kerros on trakyytti-andesiittilaava ja yläpuolinen kerros pyroklastinen ryodasiitti (kuva 24). Kerrokset ovat kääntyneet poimutuksen yhteydessä nykyiseen asentoon. Malmia esiintyy kahdessa tyypissä, jotka eroavat apatiitin rikastumisen määrällä. Apatiitirikas on kerroksellinen magnetiittiporfyry, kun apatiitiköyhä taas on massiivinen porfyry (Frietsch 1980). Malmin kattopuolen kontaktissa on magnetiittirikasta breksiaa, jota leikkaa useita puhtaita magnetiitti- ja aktinoliittijuonia. Kerroksia leikkaavat intrusiiviset graniittiset ja graniitti-pegmatiittijuonet, jotka muodostuivat 1,81-1,78 Ga sitten (Frietsch 1980, Bergman *et al.* 2001).

Vajoaman etenemistä tarkkaillaan GPS-mittauksilla paikoillaan pysyvistä asemista (Stöckel *et al.* 2012). Tarkkailu aloitettiin vuonna 2003. Sitä edelsivät geodeettiset mittaukset ja elektroninen etäisyysmittaus aikavälillä 1994–2002 sekä korkeuden muutoksen tarkastelu edeltävinä vuosina 1976–1993. GPS-laitteisto kykenee senttimetrin tarkkuuteen sekä pysty- että vaakasuunnassa. Se on suunniteltu kestäväksi pohjoista ilmastoa. Mittauksia suoritetaan vähintään kerran vuodessa ja kriittisissä pisteissä neljä kertaa vuodessa. Tarkkailun avulla on laadittu kaksi rajalinjaa, joista sisempi määrittelee kaivosalueen koon (Stöckel *et al.* 2012). Ruotsin Ympäristöoikeuden säädöksissä vaaditaan, että teollisuusalueen ulkopuolisen deformaation suurin sallittu määrä on 3 ‰ vaakasuunnassa ja 2 ‰ pystysuunnassa. Tästä syystä sisemmän tarkkailulinjan

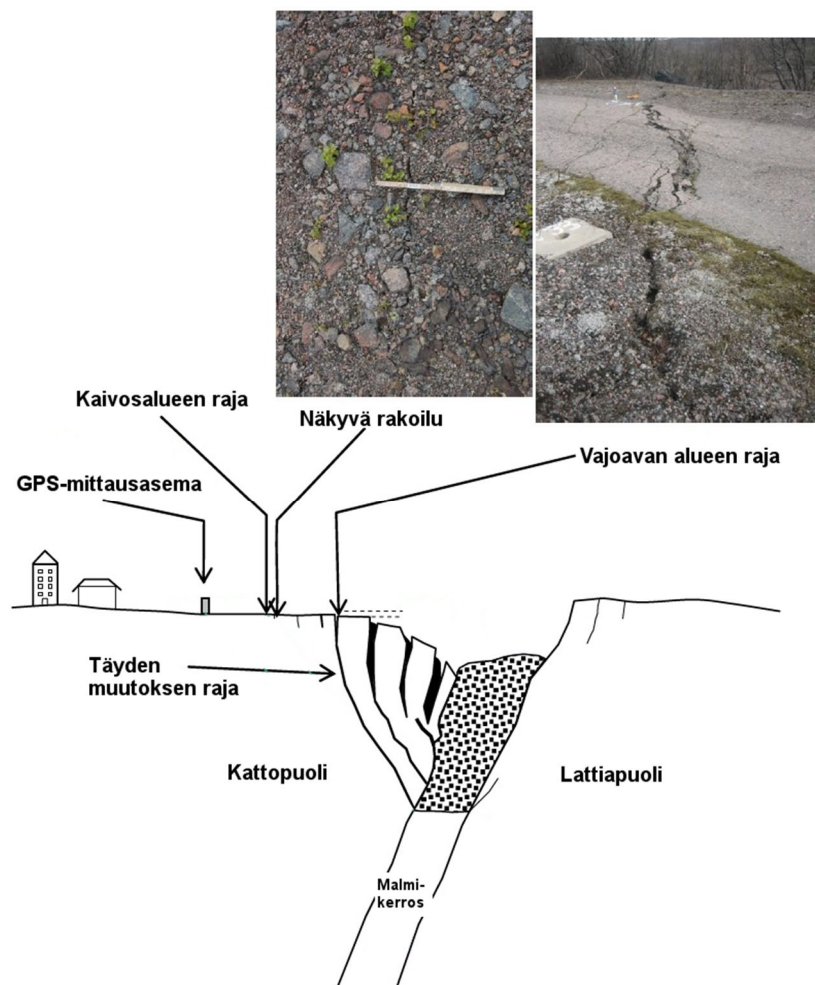


Kuva 24. Kiirunan kallioperäkartta, muokattu Forsel ja Godin (1980), Bergman *et al.* (2001) ja Westhues *et al.* (2016) kartoista.

sisäpuolella deformaatio voi olla nopeampaa tai voimakkaampaa, koska se on osa teollisuus- tai kaivosaluetta. Mittaukset tehdään kahdesta pisteestä, jotka ovat samalla linjalla kaivoksesta katsottuna. Mittauksien lisäksi suoritetaan visuaalista halkeamien etsintää ja InSAR-satelliittikuvista tehtäviä analyysyjä.

Maanvajoama on alkanut pian maanalaiseen louhintaan siirtymisen jälkeen. Kaivoksen

vieressä sen suuruus on noin 40 m (Abrahams 2009, Stöckel *et al.* 2012). Jo 1960-luvulla osa kaupungista piti hylätä vajoamisen takia. Vajoaminen on tähän mennessä kuivattanut Luossajärven ja pakottanut kaivokselle johtavan tien siirtämiseen (Nordmark ja Pekkari 2014). Vajoaman intensiteetti vähenee kauempana, sillä etäisyys syvyys suunnassa vaikuttaa ongelma-alueen laajuuteen (kuva 25). Vielä ei kuitenkaan voida tehdä varmoja arvioita siitä, miten vajoama ja sen vaikutusalue laajentuvat seuraavien 20 vuoden kuluessa. Tämän hetkinen kaivostaso 1365 (metriä maanpinnan alapuolella) aiheuttaa 3000:n asunnon ja 30 000 m²:n liiketilan siirtymisen (Nordmark ja Pekkari 2014). Vajoama aiheuttaa aluksi näkyvää rakoilua, josta on haittaa sähkö-, vesijohto- ja viemäriverkoille. Myöhemmin seuraavat laajamittainen halkeilu ja rakennusvauriot. Vajoaman tarkkailulla pyritään tekemään riskiarvioita ja -kartoitusta (Stöckel *et al.* 2012). Ensimmäisenä muutokset näkyivät kaivoksen läheisyydessä olevilla liikenneväylillä.



Kuva 25. Kaavakuva vajoaman etenemisestä ja merkeistä Kiirunassa, muokattu Stöckel *et al.* (2012) niirroksesta.

4.3. Karstimaat

Karsti on kallioperää, jonka morfologia on seurausta karbonaattien ja evaporiittien kemiallisesta rapautumisesta. Kemiallinen rapautuminen tai liukeneminen tapahtuu, kun hapan vesi kiertää kallioperän raoissa. Karbonaattisella kivellä liukenemiskonsentraatio on keskimäärin 0,1 g/l. Kipsillä se on 2,4 g/l ja haliitilla 360 g/l. Paikallisesti kivien liukenemiseen vaikuttaa veden happamuus ja virtausnopeus (Bell *et al.* 1986, Lane 1986, Tihansky 1999). Veden karbonaattipitoisuuden pitää pysyä matalana jatkuvan liukenemisen takaamiseksi, muussa tapauksessa seurauksena on karbonaattien uudelleensaostuminen. Karstimailla on pääasiassa kahdenlaisia ongelmia. Karstivajoamat eli suuriksi syöpyneet aukot aiheuttavat fyysistä vahinkoa rakennuksille ja liikenneväylille (Brinkmann *et al.* 2008, Brinkmann 2013). Vahinkojen laajuus on harvoin merkittävä yhdessä kohteessa. Niistä aiheutuu kuitenkin pieninä vaurioina haittaa useille ihmisille (kuva 26). Yksityishenkilölle suurimmat menetykset tulevat korjauskuluissa ja tonttien arvon laskussa. Vajoamien lisäksi ympäristössä aiheutuu ongelmia pintavesien sijainnin ja liikkeen muutoksista. Kalliorinteillä karstiutuminen aiheuttaa kivivyöryjä tai suurempia liikuntoja.

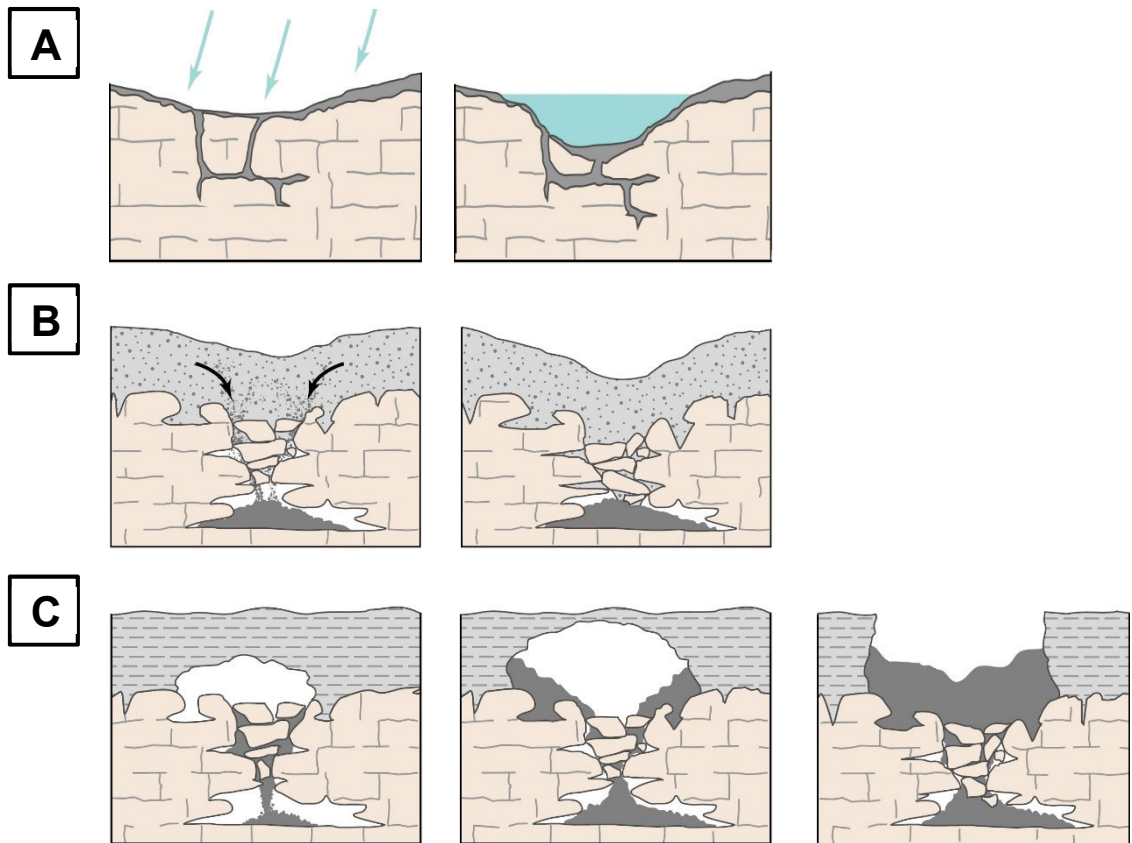


Kuva 26. Karstivajoamasta aiheutuneita rakenteellisia vaurioita omakotitalossa Floridassa (The Florida Senate 2010).

Pohjaveden pinnankorkeus on hyvin merkittävä tekijä karstimaiden kehityksessä lyhyellä aikavälillä. Korkeuden muutokset ovat suurin yksittäinen syy vajoamien

muodostumiseen ja yksi osatekijöistä kivivyöryille. Karstivajoamilla korkea pohjaveden pinta kannattelee sedimenttikerroksia (Lane 1986, Tihansky 1999, Xeidakis *et al.* 2004). Pinnan korkeuden aleneminen tai veden liikkuminen johtaa karkearakeisella sedimentillä kompaktoitumiseen eli sedimentin hitaaseen valumiseen painovoiman mukana alempana oleviin onkaloihin. Hienorakeisella sedimentillä pohjaveden pinnan alenemisesta seuraa on kuivuminen ja koheesion vähentyminen. Hienorakeinen sedimentti pysyy koheesion voimasta yhtenäisenä, vaikka alla olisi onkalo, joten koheesion vähentyminen johtaa sedimentin romahdukseen kerralla. Normaalaa suurempi virtaama taas voimistaa kiven liukenemista. Ihmistoiminta voi johtaa molempiin tilanteisiin. Yleisin syy on pohjaveden liikakäyttö, joka alentaa pinnankorkeutta paikallisesti (Lane 1986, Tihansky 1999). Maataloudessa käytetty kastelu johtaa päinvastaiseen tilanteeseen, kun pohjaveden virtaama voimistuu ja sedimentin vesipitoisuus lisääntyy.

Karstivajoamat tai doliinit (engl. *sinkhole*) ovat karstin maanpinnalla näkyvä merkki (mm. Gutiérrez *et al.* 2014). Muita ominaispiirteitä ovat lähteet, maanalaiset joet ja rannikoiden luolat. Karstionkalot muodostuvat olemassa olevien heikkousvyöhykkeiden yhteyteen, jossa veden virtaamalle on luonnollinen reitti. Vajoamien muodostumistyyppi ja morfologia riippuvat kallioperän yläpuolisen sedimenttikerroksen paksuudesta ja ominaisuuksista. Myös liukenemisen eteneminen ja paikalliset pohjavesiolosuhteet antavat oman erityispiirteensä. Vajoamilla on useita muodostumistapoja, joista tyypillisimpiä ovat (kuva 27): liukeneva (engl. *dissolution*), hitaasti täyttyvä (engl. *cover-subsidence*) ja äkillisesti täyttyvä (engl. *cover-collapse*) (mm. Tihansky 1999). Liukenevassa vajoamassa vesi liikkuu ohuen sedimentin peittämässä ja voimakkaasti rakoilevassa kivessä. Klastinen sedimentti valuu pintaan ulottuviin rakoihin, jolloin maanpinta vajoaa. Liukeneva vajoama luo matalia pintavesistöjä. Hitaasti täyttyvä vajoama syntyy, kun yläpuolella on paksu, hiekkapitoinen kerros. Kerroksen liiallinen paksuus (yli 20 m) tai suuri savipitoisuus hidastavat prosessin etenemistä. Hitaasti täyttyvässä vajoamassa hiekka valuu täyttämään kallion pinnan rikkovan onkalon. Onkalon laajentuminen jatkuu pitkään, koska hiekka on hyvin vettäläpäisevä eikä tuki onkalon aukkoa. Äkillisesti täyttyvä vajoama syntyy alueilla, joissa kallion päällä on paksu savikerros. Vesipitoinen savi omaa suuren koheesion ja jää yhtenäiseksi, kun alempi karstionkalo laajenee. Pohjaveden pinnankorkeuden lasku johtaa sedimentin seinämien kulumisen ja valumisen onkaloon. Kun seinämien jännityksen kestopaja ylittyy, savi romahtaa onkaloon.



Kuva 27. Karstivajoamien merkittävimmät tyypit, muokattu Tihansky (1999) piirroksista. A) Liukeneva vajoa syntyy ohuen ja hienorakeisen sedimentin alueella B) Hitaasti täyttyvä vajoama esiintyy paksun karkearakeisin sedimentin alueella C) Äkillisesti täyttyvä esiintyy paksun hienorakeisen sedimentin alueella.

Karstimaiden massaliikuntoja ei ole tutkittu yhtä laajasti kuin vajoamista (Gutiérrez *et al.* 2014). Suurin syy on karstin osallisuuden selvittämisen ongelmallisuus. Massaliikunnoista kaatuvat liikunnot (engl. *topple*) ja kivivyöryt ovat tyypillisiä karstisille rinteille. Ne ovat seurausta voimistuneesta rakoilusta, jota edesauttaa pohjaveden liike sekä sulamis-jäätymisrytmit. Pohjaveden liike karstissa lisää blokkien painoa ja liukastaa rakopintoja. Tämän seurauksena blokit liukuvat alaspäin. Varsinkin rannikoilla karstirinteet ovat jyrkkiä voimakkaan eroosion takia.

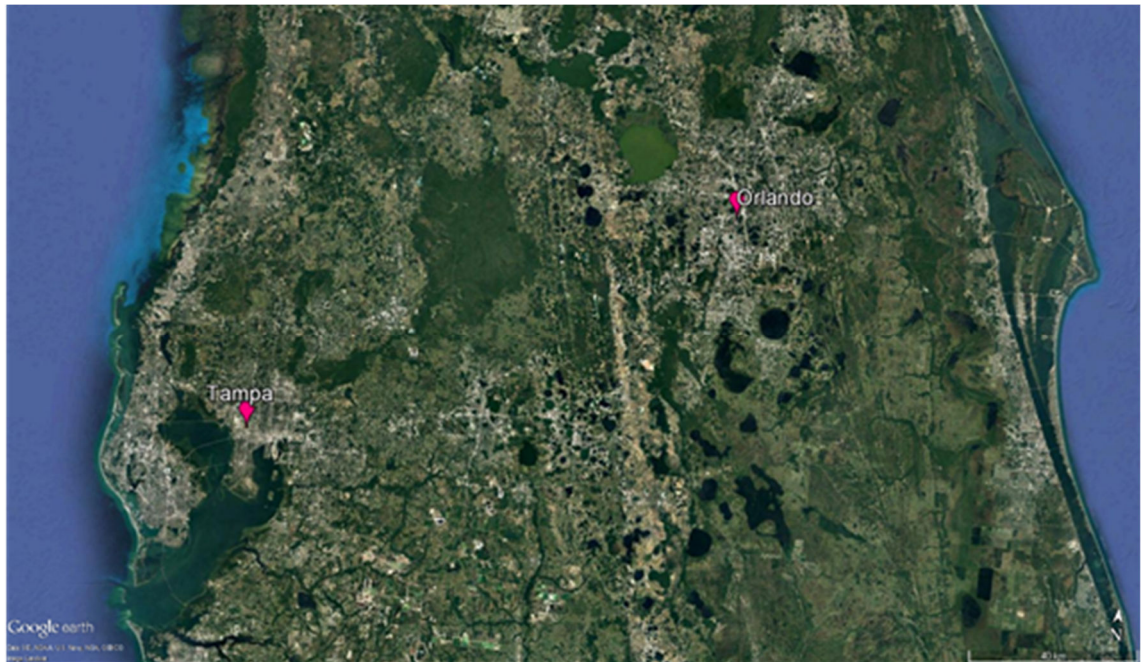
Karstimaat vaativat normaalia tarkemman pohjatutkimuksen, sillä tavoitteena on havaita onkaloita kallioperästä (Xeidakis *et al.* 2004). Pohjatutkimuksissa sovelletaan kairauksien ja geofysikaalisten menetelmien käyttöä yhdessä kartta- ja ilmakuvatulkintojen kanssa. Esitutkimusvaiheessa on hyvä luottaa paikallistuntemukseen ja tilastoida alueen suurimmat tunnetut onkalot (Xeidakis *et al.* 2004, Gutiérrez *et al.* 2014). Yleisin tutkimusmenetelmistä on timanttikairaus, jota voidaan käyttää myös vahinkoja kärsineiden rakennusten yhteydessä. Onkaloiden havaitsemiseen tarvitaan

vähintään kolme kairareikää, joiden pituus on joko 18 m maan pinnasta tai 3,5 m ylimmästä kantavasta kerroksesta (Lane 1986, Zisman 2013). Kairareikiä saatetaan tarvita enemmän, jos tutkittava alue on laaja. Kairatut reiät voivat hyvin ohittaa onkalot, sillä ne eivät ole symmetrisiä ja harvoin leveämpiä kuin 5 m. Onkaloita voidaan havainnoida myös sedimenttikerrosten rakenteesta. Tämä vaatii hiekkaisia kerroksia, jotka ovat liikkuneet täyttämään onkaloa. Näihin sopiva menetelmä on maatutkaus, jota voidaan täydentää uusilla kairauksilla tai laajemmilla geofysikaalisilla selvityksillä. Geofysikaalisen selvityksen pitäisi kattaa koko rakennettava alue ja tutkimussyvyyden tulisi olla 9 m. Koska karstimailla olosuhteet voivat vaihdella vuosittain, pohjatutkimuksissa saatua dataa on hyvä päivittää rakennusvaiheen aikana ja myös rakennuksen käyttöä kuluessa.

Suunnitteluvaiheessa tehdään rakennettavalle alueelle arvio, jossa on otettu huomioon olemassa olevat vajoamat sekä todennäköisyys uusien ilmestymiseen. Perustukset suunnitellaan arvion mukaisesti. Yleisimpiä käytettyjä menetelmiä ovat paalutukset ja laajat anturaperustukset, jotka nojaavat kantavaan hiekkakerrokseen tai suoraan kallioperään (mm. Kuhns *et al.* 2003). Lähellä pintaa olevat tunnetut onkalot voidaan täyttää betonilla. Tämä voi kuitenkin vaikuttaa paikallisesti pohjaveden virtaamaan ja vaikuttaa vajoamien esiintymisen todennäköisyyteen. Savikerroksia voidaan yrittää vakauttaa keinotekoisella tiivistyksellä. Rakentaminen ja kaupungistuminen kokonaisuutena luovat omat haasteensa karstimaiden tulevaisuuden arviointiin. Sadevesiviemärointi, päällysteet ja katot muuttavat pohja- ja pintavesien virtaamaa, joka on merkittävä osa karstin kehitystä. Rakennusten paino lisää jo valmiiksi epävakaiden alueiden riskiä äkillisten vajoamien ilmaantumiselle.

4.3.1. Karstivajoamat kaupunkialueella – Tampa ja Orlando, Florida, Yhdysvallat

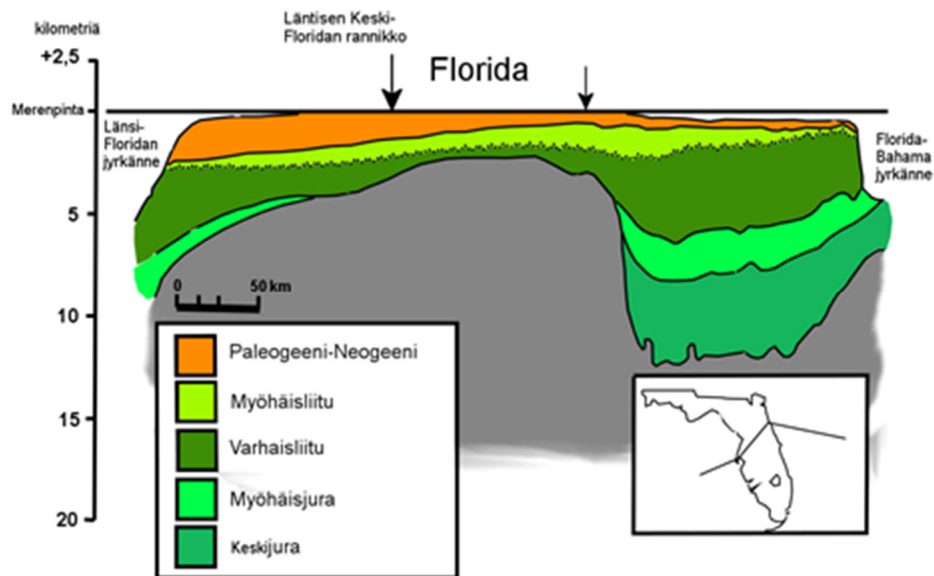
Floridan osavaltio on niemimaa Yhdysvaltojen kaakkoisosassa. Sen kallioperän ylimmät osat ovat kilometrien paksuista liitukautista karbonaattia, jonka päällä on vaihtelevan paksuinen klastinen sedimentti. Karstivajoamat ovat luonnollinen ja tyypillinen ongelma koko niemimaan alueella. Vajoamat ovat yleisimpiä Keski-Floridassa. Tässä osassa sijaitsevat Tampan ja Orlandon kaupunkialueet, jotka ovat molemmat vajoamisen seurauksena syntyneiden järvien kirjomia (kuva 28). Tarkasteltavista alueista Tampa



Kuva 28. Floridan keskiosat ovat karsivajoamajärvien kirjomia. Tarkastelussa ovat Tampan ja Orlandon kaupunkialueet. Kuva Google Earth -palvelusta (2016).

sijaitsee rannikolla ja jakaantuu Pinellan, Pascon ja Hillsboroughn piirikuntiin. Kaupunki on Tampan lahden itärannalla Hillsboroughn alueella. Tampan kaupungin läpi virtaa Hillsborough-joki, jonka ympäristöön suuri osa karstivajoamista keskittyy (Brinkmann *et al.* 2008). Orlandon kaupunki sijaitsee sisämaassa Orangen piirikunnassa.

Floridan niemimaa sijaitsee karbonaattisen Florida-Bahama tasanteen alueella. Tasanteen alla on paleotsooisen- ja mesotsooisenkauden metasedimenttejä ja metavulkaniitteja päällä (Arthur *et al.* 1994, Hine 2009, Brinkmann 2013). Floridan niemimaan alla tasanteen karbonaattisten kerrosten paksuus on 2-6 km (kuva 29). Tasanteen vanhimmat kerrokset muodostuivat varhaisliitukaudella ja niiden koostumus on pääasiassa kalkkikiveä ja dolomiittia. Pintakerros on silikaattinen hiekka, joka on paksuimmillaan 150 m. Florida-Bahaman tasanteen itä- ja länsipuolilla ovat eroosion kuluttamat jyrkänteet, joista läntisen korkeus on 2 km ja itäisen 4 km (Arthur *et al.* 1994, Hine 2009). Peruskallio muodostui Pangea-supermantereen hajoamisen jälkeen (175 Ma). Karbonaattien kerrostuminen alkoi jurakauden lopulla, jolloin basalttinen peruskallio jäähtyi ja vajosi (Arthur *et al.* 1994, Hine 2009). Prosessi keskeytyi myöhäisjurakaudella, kun klastinen sedimentaatio peitti lähes koko niemimaan. Karbonaattien kerrostuminen jatkui jälleen liitukaudella. Se oli epävakaa prosessi, jonka määrään vaikutti merenpinnan voimakas vaihtelu. Pinnankorkeuden vaihtelu Florida-Bahaman tasanteella seurasi globaalia tasoa. Karbonaateista voidaan erottaa merenpinnan yläpuolella tapahtuneen eroosion vaiheet, jotka näkyvät muinaiskarstina (Arthur *et al.* 1994, Tihansky 1999).

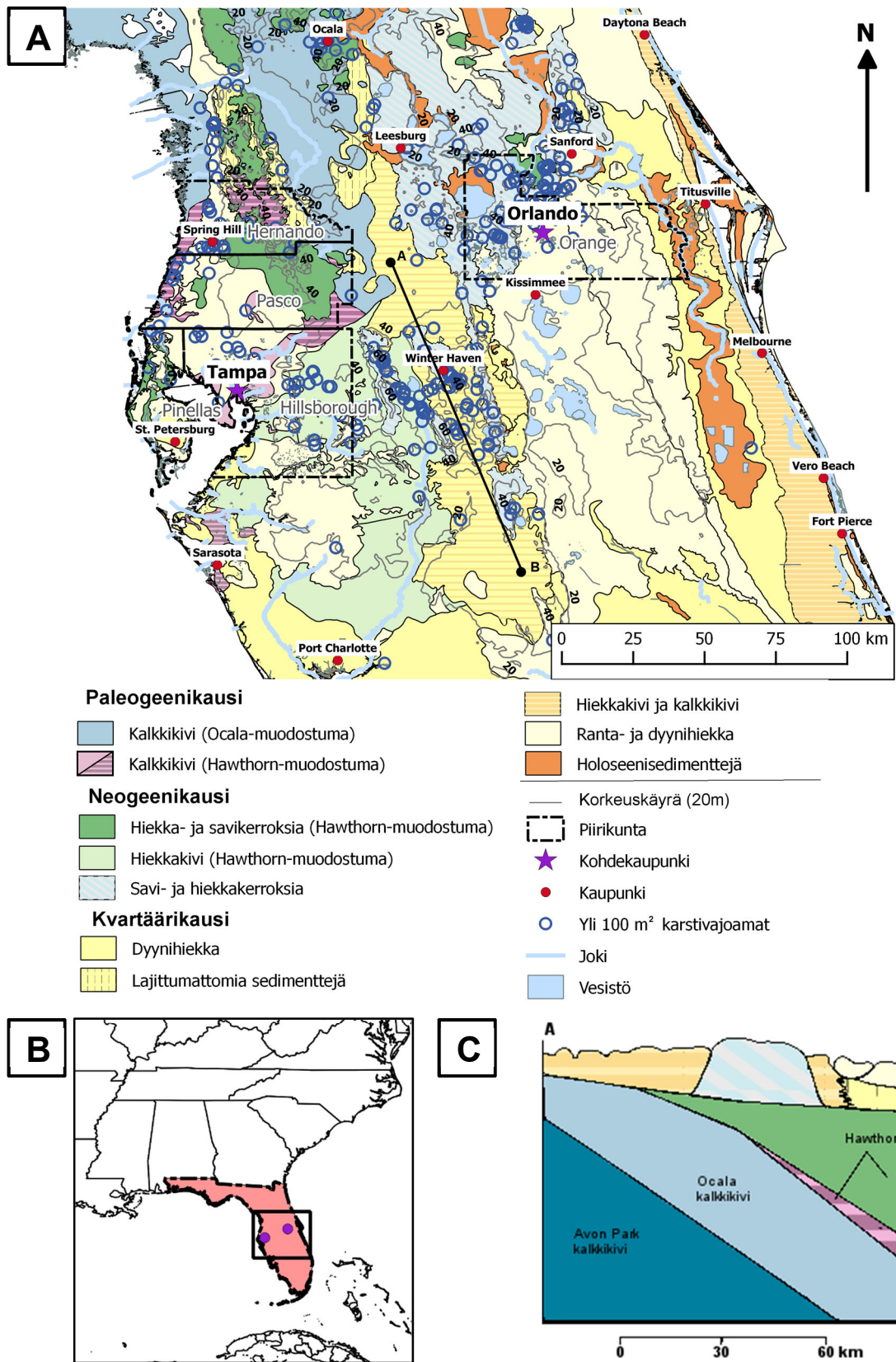


Kuva 29. Poikkileikkaus keski-Floridan kohdalta näyttää karbonaattisten kerrosten paksuuden, muokattu Hine (2009) piirroksesta.

Niemimaan pohjoisosat olivat ajoittain klastisen sedimentaation aluetta, vaikka etelämpänä karbonaattien kerrostuminen jatkui. Niemimaan pintakerros on Appalakki-vuoristolta rapautunutta silikaattista hiekkaa, joka kulkeutui etelään merenpinnan nousun myötä (Arthur *et al.* 1994, Hine 2009). Aivan niemimaan eteläkärjessä karbonaattisia kerrostumia muodostui vielä pleistoseeniepookin aikana.

Floridan osavaltion pohjoisosassa oleva Panhandlen alue on hyvin paksun klastisen sedimentin peitossa (Brinkmann 2013). Panhandlen geologisissa kerrostumissa on vastaavuuksia etelämpänä oleviin, mutta karbonaattiset osat ovat ohuempia ja syvemmällä. Panhandlen alueella ei ole tunnettua vajoamista. Floridan niemimaan kalkkikivi jakaantuu Avon Park-, Suwannee- ja Ocala-muodostumiin (kuva 30C). Keski-Floridassa karbonaattien päälle kerrostui mioseeniepookin aikainen Hawthorne-hiekkakerros ja plioseeniepookin aikaisia savia (kuva 30) (Brinkmann *et al.* 2008, Brinkmann 2013). Hawthorne-muodostuman paksuus on noin 10-20 m ja sen päällä olevat savet ovat 27-45 m paksuja. Rannikoilla on kvartaarikauden aikaisia fluviaalisia ja glasiaalisia sedimenttejä. Nykyajan karstiongelmien johtuvat pleistoseeniepookin aikaisesta eroosiosta, jossa hapan pohjavesi kulutti kalkkikiveä.

Floridassa on kaksi merkittävää akviferiä, joista syvemmällä oleva kattaa koko osavaltion karbonaattisen kallioperän (Tihansky 1999). Ylempi akviferi on pintasedimenteissä. Sen pinnankorkeuden muutokset heijastuvat pintavesistöjen pinnankorkeuksien muutoksiin. Vaihtelu riippuu enimmäkseen sadannasta. Ylemmän akviferin alaosa on heikosti

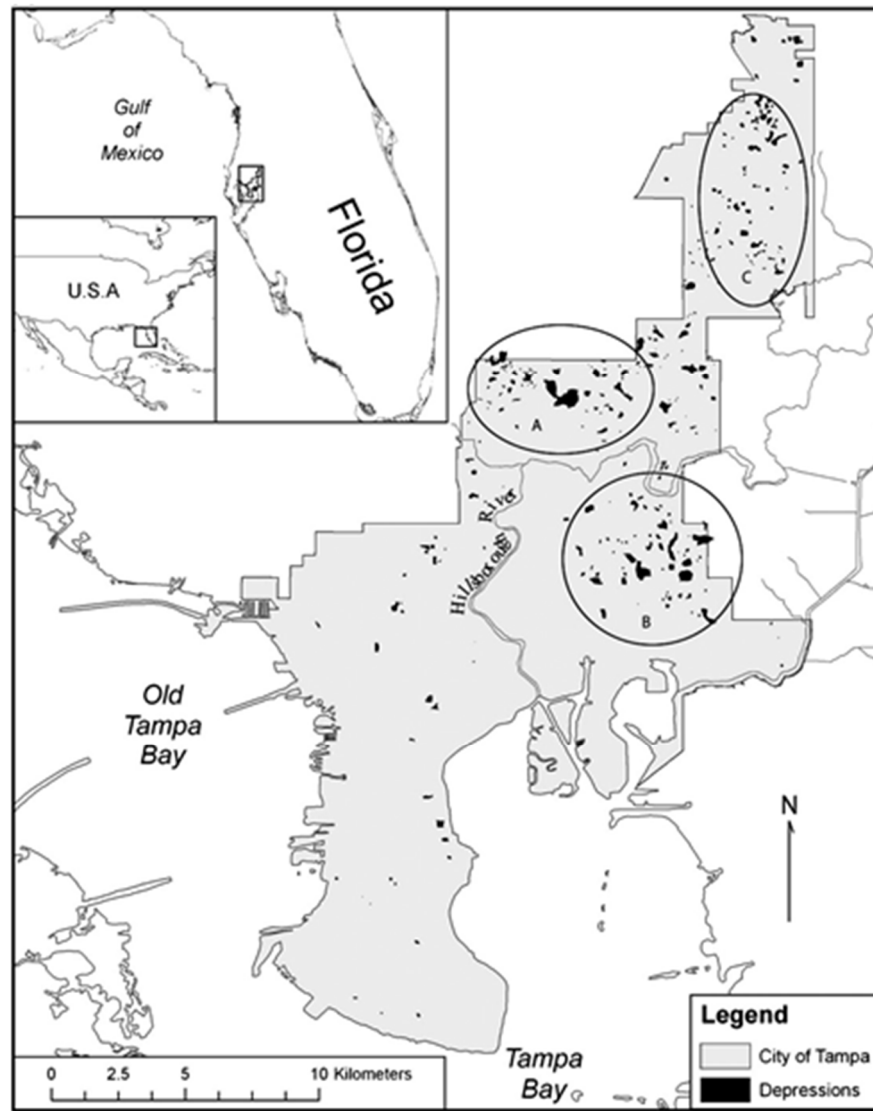


Kuva 30. A) Keski-Floridan litologia. Karttaan on merkitty yli 100 m² karstivajoamat. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (1996), Florida Department of Environmental Protection (2015), Natural Earth (2016), United States Census Bureau (2016) ja OSM (2017). B) Litologisen kartan sijoittuminen Floridan niemimaalle. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta. C) Pohjois-eteläsuuntainen poikkileikkaus Tampan ja Orlandon kalkkikivikerroksista, muokattu Scott *et al.* (2001) kartasta.

vettäläpäisevää savea ja suotautuu hitaasti alempaan, Floridan akviferiin. Jos savikerros rakoilee, pohjaveden vaihtelu muuttuu alueellisten olosuhteiden mukaisesti (Wilson ja Beck 1992). Kun alemman akviferin vedenpinta kohtaa pinta-akviferin vedenpinnan, syntyy lähteitä ja vajoamia. Kun alemman akviferin vedenpinta on huomattavasti pinta-akviferia alempana, savikerros kuivuu ja menettää koheesiovoiman. Myös tästä seurauksena on vajoamia. Pinta-akviferin vedenpinta on esimerkiksi Orlandossa 0-6 m:n syvyydessä. Alempi akviferi sijoittuu karbonaattiin ja on Orlandossa 3-9 m:n syvyydessä.

Floridassa vajoamat muodostuvat pohjois-eteläsuuntaisen heikkousvyöhykkeiden yhteyteen (Tihansky 1999, Brinkmann 2013). Vajoamien todennäköisyyteen ja tyyppiin vaikuttavat paikallisen sedimenttikerroksen koostumus ja paksuus. Vajoamat ovat epätodennäköisiä, jos sedimenttikerros tarpeeksi paksu tai riittävän ohut. Lisäksi etelässä karbonaatti on nuorta ja karstiutumisprosessi alkanut vasta holoseenikauden aikana. Keski-Floridan pohjoisosassa karbonaatti on ohuen hiekkakerroksen peitossa. Karstivajoamat ovat pitkällä aikavälillä muodostuvaa liukenemis-tyyppiä ja aiheuttavat vähäistä vahinkoa rakennetulle ympäristölle. Alueen keskiosassa sedimenttien paksuus on 9-60 m. Niiden koostumus vaihtelee paikallisesti hiekan ja saven välillä. Vajoamat ovat yleisiä, mutta tyyppi riippuu paikallisesta geologiasta. Etelässä sedimentit ovat paksuja savikerroksia, joissa on karbonaattisia välikerroksia. Yli 60 m paksulla kerroksella vajoamat ovat harvinaisia, mutta eivät mahdottomia. Todennäköisimmin seurauksena on suuri ja syvä äkillinen täyttyminen. Tyypillinen seuraus karstivajoamalle on järvi eli täyttyvä vajoama, joka on tukkeutunut pohjasta. Osavaltiossa on tämän tyyllisiä, yli 4 ha:n kokoisia järviä 7700 kappaletta (Lane 1986, Hine 2009). Järvet voitunnistaa niiden pyöreähköstä muodosta ja lasku-uomien puuttumisesta. Niiden vedenpinnan korkeus on riippuvainen sadannasta. Useat vanhemmista vajoamajärivistä ovat jääneet kaupungistumisen alle, jolloin järvet on täytetty. Sekä Tampassa että Orlandossa on useita vajoamajärviä, jotka voivat yhä olla alttiina vajoamiselle.

Tampan ympäristössä on useita vajoamien keskittymiä (kuva 31). Merenlahden itäpuolella, Hillsboroughn piirikunnan alueella, vajoamista tapahtuu hitaana täyttymisprosessina (Brinkmann *et al.* 2008, Brinkmann 2013). Seurauksena on järviä, joiden koko on suurimmillaan 1 km². Lännessä vajoamat ovat pienempiä ja jääneet pitkälti kaupungistumisen alle. Tampassa ihmistoiminnalla on suuri merkitys karstivajoamien sijaintiin ja kehitykseen. Lahden ympäristö on hyvin kaupungistunutta, joten pinta- ja pohjavesien liikkeeseen vaikuttavia rakenteita on paljon. Esimerkiksi

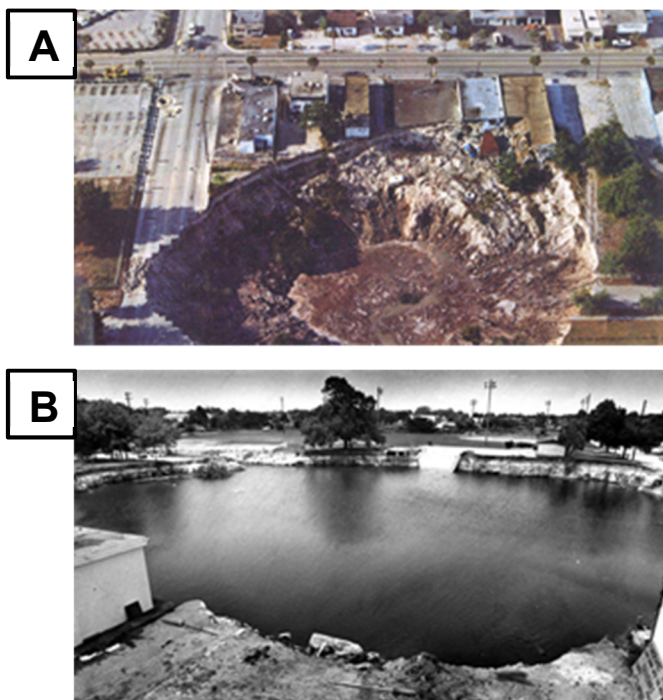


Kuva 31. Brinkmann *et al.* (2008) tutkimuksessa on havaittu, että Tampan alueella uuden karstivajoamat keskittyvät uusille rakennusalueille. Vajoamia on myös vanhan kaupungin alla, mutta suurin osa on jäänyt kaupungistumisen alle.

asfaltoidut tiet ja rakennukset aiheuttavat vajoamien syntymistä samaan linjaan niiden kanssa. Tampan alueelle on tehty statistinen analyysi vajoamien sijoittumisesta ja koosta (Brinkmann *et al.* 2008). Tutkimus tarkastelee yli 500 m²:n vajoamia. Tarkastellulla alueella vajoamien keskimääräinen pinta-ala 18 423 m², jolloin suurin osa on pieniä eli alle 27 000 m²:n kokoisia. Suuria vajoamia on enimmäkseen Hillsborough-joen eteläpuolella eli alavirran suunnassa. Sama alue on yhä aktiivinen uusien vajoamien suhteen. Tutkimuksessa (Brinkmann *et al.* 2008) on selvinnyt, että kaupungin vanhoilla alueilla on vain vähän havaittavia vajoamia. Tähän voi olla syynä kaupungistumisen aiheuttama voimakas maanmuokkaus. Sen sijaan uudemmilla ja kehittyvillä alueilla todennäköisyys vajoamien syntymiseen on suuri. Tampan lahden länsipuolella sijaitsevassa Pinellan piirikunnassa kaupunkialue on rakennettu vanhojen ja täytettyjen

vajoamien päälle (Brinkmann 2013). Vajoamien yksityiskohtia ei ole tutkittu tarkasti. On mahdollista, että osa on vielä aktiivisia ja aiheuttaa jatkuvia vaurioita rakennuksille.

Orlondon karstivajoamat ovat muodostuneet ryhminä. Vajoamista osa on täytetty ja niiden päälle on rakennettu. Loput ovat olemassa pieninä lampina. Korkeammilla alueilla on suurempia vajoamia, jotka ovat todennäköisesti saaneet kehittyä pidempään. Orlondon merkittävin vajoama on toukokuussa 1981 muodostunut Winter Park (mm. Lane 1986). Se sijaitsee Fairbanks Avenuen ja Denning Driven kulmassa. Vajoama oli äkillinen, romahdus-tyyppinen, jonka halkaisija oli 106 m ja syvyys 30 m. Vajoama aiheutti merkittävää vahinkoa asuin- ja liikerakennuksille sekä muulle omaisuudelle (kuva 32A). Winter Parkin vajoama täyttyi vedellä, jonka pinta reagoi sadantaan ja pohjaveden käyttöön (kuva 32B). Vajoama on täyttynyt ja tyhjentynyt useita kertoja aktiivisena aikana. Vajoaman tyhjentyessä eroosio kulutti sen reunoja, jolloin vajoaman pohja tukkeutui uudelleen (Lane 1986, Brinkmann 2013). Lopullinen, rauhallinen vaihe tuli, kun tukkeutunut pohja ei enää päästänyt vettä purkautumaan vajoamasta. Syy Winter Parkin vajoamalle on 50 vuoden aikana tapahtuneessa pohjaveden pinnan laskussa, joka on johtunut vähäisistä sateista ja pohjaveden suuresta kulutuksesta. Orlondon kaupunkialueella on useita Winter Parkin tyyppisiä vajoamia, jotka ovat lopulta täyttyneet lammiksi. Suurin osa alueen vajoamista ajoittuu touko-kesäkuuhun, jolloin sademäärä ja pohjaveden kulutus ovat suurimmillaan (Wilson ja Beck 1992). Uudet vajoamat ovat keskimäärin 9 m halkaisijaltaan ja 4 m syviä. Syynä niiden



Kuva 32. A) Winter Parkin romahdus-tyypin vajoama toukokuussa 1981. Vajoama on aiheuttanut merkittävää vahinkoa omaisuudelle ja rakennetulle ympäristölle. B) Winter Parkin vajoama on täyttynyt pinta-akviferin vedellä pian romahduksen jälkeen. (Huber 2012 (Orlando Sentinel 1981 ja 1983))

muodostumiseen on pinta-akviferin ja Floridan akviferin pinnankorkeuksien suuri ero. Vajoamista tapahtuu eniten alueella, jossa sedimenttikerroksen paksuus on 30-48 m.

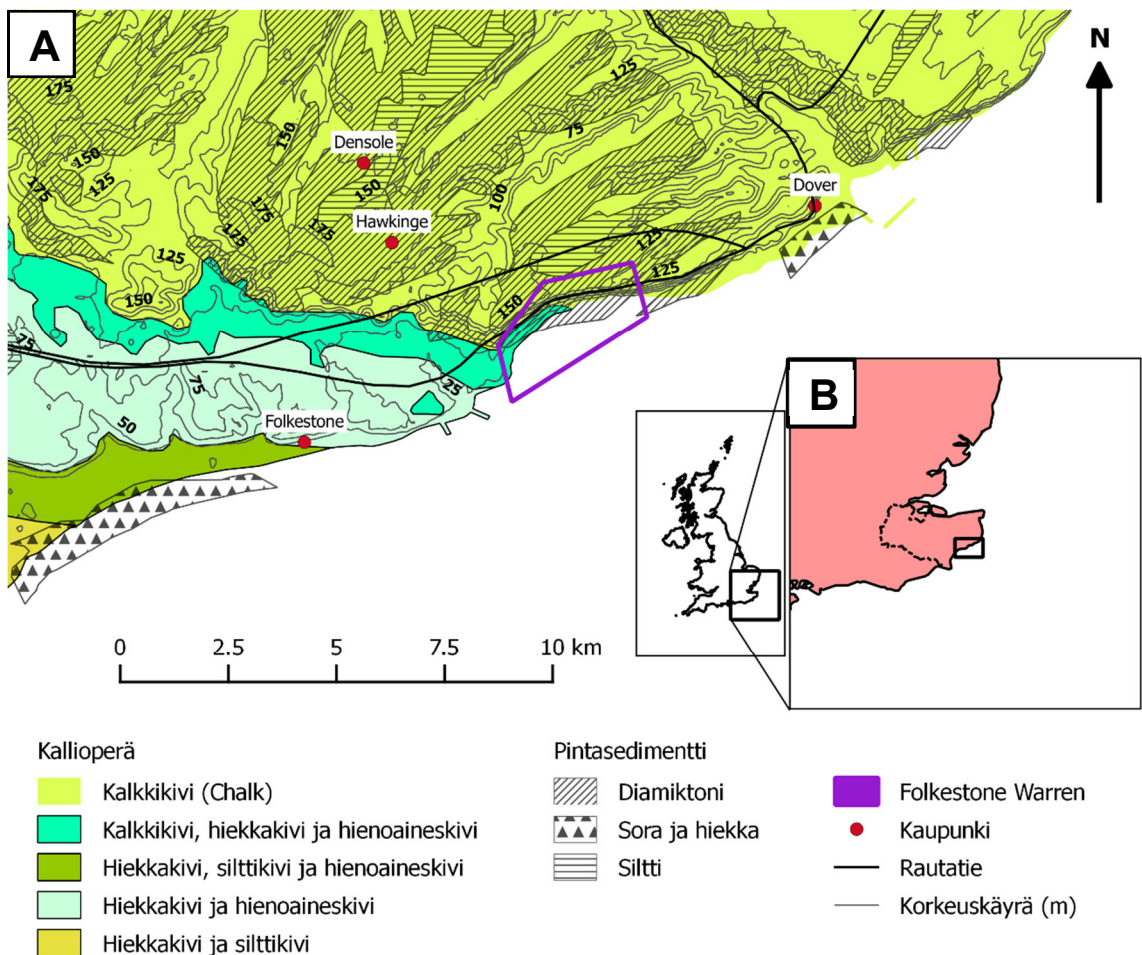
Floridassa on laadittu laki, joka velvoittaa talonmistajat hankkimaan karstivajoamien aiheuttamat vahingot korvaavan vakuutuksen (Tihansky 1999, Brinkmann *et al.* 2008, Zisman 2013). Laki on ollut voimassa viimeiset 50 vuotta ja sitä on muutettu useaan otteeseen vastaamaan tutkimusta, korvauskäsittelyä ja muita tarpeita. Laki on ongelmallinen, sillä sen sanamuotoja voidaan soveltaa monella tavalla. Lain tulkinta mahdollistaa kaikkien rakennusvaurioiden toteamisen karstivajoamasta aiheutuviksi, sillä koko Keski-Florida on niiden todennäköistä ilmenemisaluetta. Suurimmat puutteet lain nykymuodossa ovat tutkimusmenetelmien standardoinnin puuttumisessa ja vajoamien olemassa olon arviointiperusteissa. Floridassa rakennusmääräykset ovat paikallisten viranomaisten vastuulla (Zisman 2013). Tästä on seurannut, ettei rakentamista valvota karstivajoamien varmistuksien osalta lainkaan. Vajoamien tutkimuksen tarve ja määrä on kasvanut sitä mukaa, kun niiden aiheuttamat vahingot ovat yleistyneet (Brinkmann *et al.* 2008). Etenkin vuoden 1981 Winter Parkin äkillinen romahdus-vajoama on vauhdittanut tutkimusten tarvetta ja tietoisuutta vajoamien esiintymisestä. Tutkimuksen päävastuu on Floridan geologisella tutkimuskeskuksella (FGS) ja osavaltion yliopistoilla. Tutkimustyö painottaa aiheita, joista on käytännön hyötyä (Brinkmann 2013). Floridassa on kerätty tietoa vajoamista ja niiden aiheuttamista vahingoista 1960-luvulta lähtien. Tietokantaa on sittemmin hyödynnetty useissa statistisissa tutkimuksissa (mm. Brinkmann *et al.* 2008). Tietokanta kattaa pääasiassa vajoamat, joista on aiheutunut taloudellista vahinkoa. Tulevaisuutta ajatellen tietokantaa voisi täydentää rakennusten pohjatutkimuksia varten tehtävillä selvityksillä (Zisman 2013).

4.3.2. Karstin osuus massaliikunnossa – Folkestone Warren, Kent, Iso-Britannia

Folkestone Warren on rinnealue Ison-Britannian kaakkoisrannikolla. Se sijaitsee Folkestonen ja Doverin rannikkokaupungit yhdistävällä rautatielinjalla Kentin maakunnassa (mm. Hutchinson 1969). Rautatie rakennettiin vuonna 1844, jolloin on ollut tiedossa rinteiden epävakaus. Linjaus valittiin kustannussyistä (Birch ja Warren 2006). Ongelmallinen osuus sijoittuu Martellon ja Abbots Cliffin rautatietunnelien väliin. Kallio on koko matkalta paljastunutta, joskin alemmat rinteet ovat kasvillisuuden alla. Rinteellä

on ollut useita liikuntoja, joista ensimmäiset arkistomerkinnät ovat 1700-luvulta (Hutchinson 1969, Hutchinson *et al.* 1980). Koko epävakaan alueen pituus on noin 2,7 km (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996, Birch ja Warren 2006). Folkestone Warrenin liikunnot ovat aiheuttaneet vahinkoja rautatielinjalle ja vuoden 1915 massiivisen vyöryn tapauksessa myös rakennuksille. Myöhemmät liikunnot ovat aiheuttaneet vahinkoa lähinnä vakauttamiseen tarkoitetuille rakenteille. Eniten vahinkoja on kärsinyt Martellon tunneli, joka sijaitsee epävakaimman osuuden kohdalla rinteiden länsipäässä. Se on vaurioitunut kaikissa vuoteen 1915 mennessä tapahtuneissa liikunnoissa (Hutchinson *et al.* 1980).

Ison-Britannian kaakkoisrannikko koostuu merellisissä olosuhteissa kerrostuneista sedimenteistä (kuva 33). Vanhimmat kivilajit ovat hiilikauden merellisiä karbonaatteja (Millward 2014, Stone ja Jackson 2015). Alueella oli paikallisesti myös vulkanismia, joka

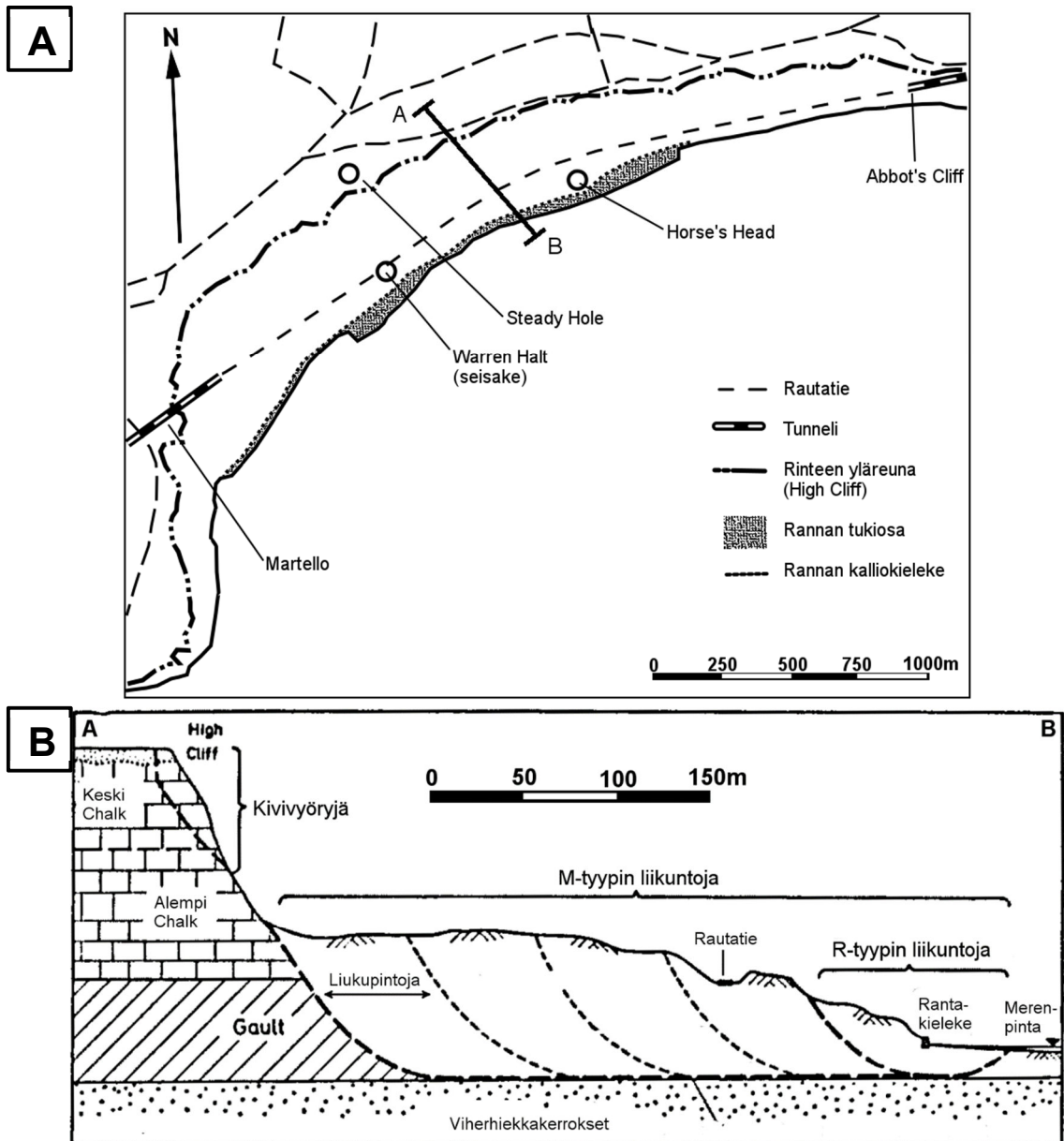


Kuva 33. A) Folkestonen ympäristön kallioperä ja pintamaalajit. Kartta on luotu seuraavien aineistojen pohjalta: British Geological Survey (2008), Over (2012) ja EuroGeographics (2015). B) Kohdealueen sijoittuminen Ison-Britannian kaakkoisrannikolle. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta.

liittyy Pangea-supermantereen muodostumisen alkuun (300 Ma). Tektoninen toiminta alueella oli osa variskilaista orogeniaa, joka jatkui varhaispermikaudelle. Liitukauden aikana merenpinta nousi ja klastinen sedimentaatio kerrosti rannikon merkittävimmät sedimentit. Folkestonen karbonaattisten kerrostumien karstiutuminen alkoi 6000 vuotta sitten, kun merenpinta laski holoseeniepookin alussa (Hutchinson 1969). Merenpinnan nousu 5500–2500 vuotta sitten muutti savikerroksen epävakaaksi, mistä seurasi muinaisia liikuntoja. Nuoremmat liikunnot lähinnä aktivoivat näitä liukupintoja (Trenter ja Warren 1996). Folkestone Warren sijoittuu Wealdenin antikliinin reunalle (Millward 2014). Antikliini sekä Variskin etumaaston ja Thringstonen ylityöntösiirrokset ovat merkittävimmät tektoniset rakenteet.

Folkestone Warrenilla myöhäisliitukauden karbonaatit (*Chalk*-muodostuma) ovat tiiviin savikerroksen (*Gault*-muodostuma) päällä (Hutchinson 1969). Alla on viherhiekkä, jossa sijaitsee alempi pohjavesiakkviferi. Pintamaa on plioseeniepookin klastista sedimenttiä. Kerrokset kaatuvat miltei vaakatasossa sisämaahan päin, mikä johtuu kohoamisesta variskilaisen orogenian aikana. Warrenin itäpään poikkileikkaus on kuvassa 34B. Kerrostumista alin on 18 m paksu ylempi viherhiekkä, joka tunnetaan Folkestonen muodostumana (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996). Muodostuma kerrostui merenpinnan laskuvaiheessa rannikkoympäristöön ja koostuu kellertävästä viherhiekkasta sekä karkearakeisesta, kalsiittisesta hiekkakivestä. Massaliikuntojen kannalta tärkein kerros on Gault-muodostuma, joka on syvään veteen kerrostunutta tiivistä savea. Se on hyvin konsolidoitunutta ja halkeillutta. Valtaosa savesta on vaaleaa ja marmorimaista. Ominaisvesipitoisuus ylimmissä kerroksissa on 80-120 %, keskiosassa 60-75 % ja alaosassa 90-110 % (Hutchinson 1969). Ominaisvesipitoisuus ilmaisee rajaa, jonka ylittyessä savi muuttuu liejuksi. Toinen liikuntojen kannalta merkittävä kerros on merenpinnan laskuvaiheessa saostuneen Chalk-muodostuman liitukivi, jossa alinna on 3 m paksuinen marmori. Keskimmäiset kerrokset ovat liitumarmoria ja liitukiveä, joista ylempi on massamaista ja hajonnut blokeiksi. Ylimmät kerrokset ovat hyvin rakoilevaa ja valkoista liitukiveä, joissa on marmorisia välikerroksia. Liitukivessä on selkeää rakoilua sekä pysty- että vaakasuunnassa. Pinnan hiekat ovat kerrostuneet jäätikköprosesseissa ja erittäin herkkiä eroosiolle. Niillä ei ole merkitystä rinnealueen stabiilisuuteen.

Paljastunut jyrkänne, High Cliff (kuva 34A), on 90-120 m korkea ja koostuu pelkästään liitukivestä (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996). Liitukiven paksuus itäosassa on



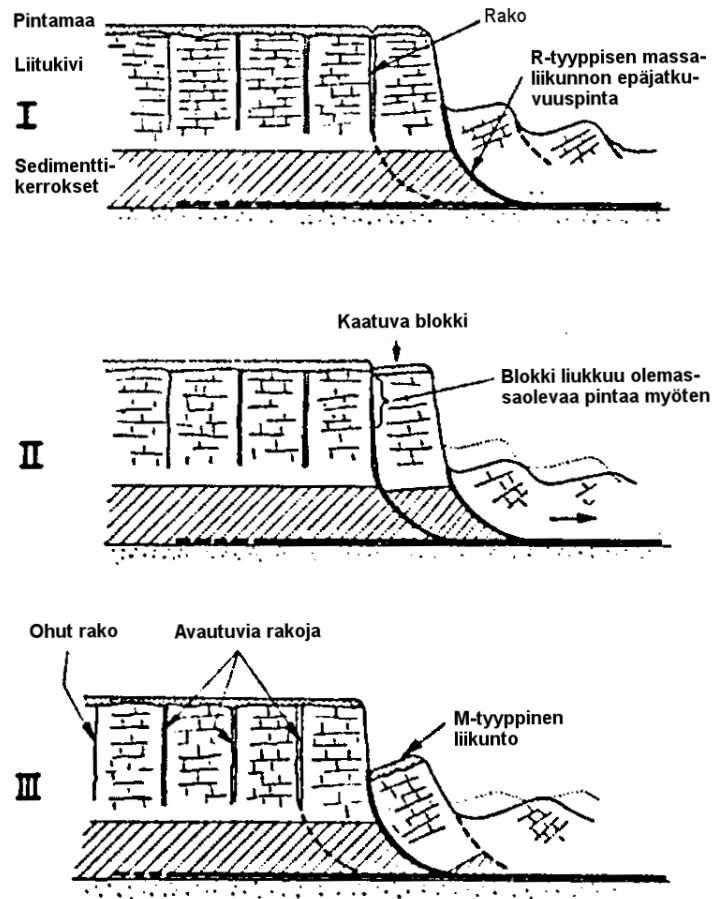
Kuva 34. A) Folkestone Warrenin kartta, muokattu Hutchinson (1969) kartasta. B) Folkestone Warrenin poikkileikkaus, muokattu Hutchinson (1969) piirroksesta. Rinteen yläosassa (High Cliff) tapahtuu jatkuvia kivivyöryjä. Suurin osa alarinteestä on M-tyypin (Multiple Rotational) liikuntojen massan peitossa. Pienemmät R-tyypin liikunnot sijoittuvat rannan läheisyyteen, jossa rantakielekkeen eroosio on suurin syy.

140 m ja lännessä 120 m. Savesta koostuva alarinne on kasvillisuuden ja liikkuneen massan peitossa. Kerroksen paksuus on 48 m ja sen alakontakti viherhiekan kanssa sijaitsee Warrenin itäosassa, 60 m:n syvyydessä merenpinnan alapuolella (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996). Savikerros kohoaa länttä kohden siten, että Martellon tunnelin kohdalla alakontakti on 15 m:n merenpinnan alapuolella. Savikerroksen paksuus on 42 m, joten suurin osa kerroksesta on merenpinnan yläpuolella. Liikkunut massa alarinteessä on 40 m paksu ja kohoaa 45-365 m rinteeseen. Se koostuu liitukivilohkareista ja sorasta. Massa jatkuu mereen asti, jossa se päättyy 15 m korkuiseen, rantaeroosion

kuluttamaan kielekkeeseen (kuva 34). Warrenin alueen pohjavesi on kahdessa akviferissa. Ylempi akviferi on liikkuneessa massassa ja saa vetensä liitukiven rakoilun kautta sisämaasta (Hutchinson 1969). Alempi akviferi on viherhiekassa ja osin yhteydessä mereen. Ylemmässä akviferissa vuotuinen vedenpinnan korkeuden muutos on kuusi metriä. Sen huippukorkeus on talvikaudella, joulukuusta maaliskuuhun. Pinnankorkeus vaihtelee rinnealueen matkalla ja on riippuvainen liikkuneen massan koostumuksesta sekä sadannasta.

Folkestone Warrenin liikunnot ovat useiden osatekijöiden summa. Yksi on rantaeroosio, joka kuljettaa tukimateriaalia pois (Hutchinson 1969, Hutchinson *et al.* 1980). Toinen merkittävä on vedenpaine liikkuneissa kerroksissa. Varsinkin talvisaikaan tapahtuva pohjavedenpinnan nouseminen on vaikuttanut 1900-luvun liikuntoihin, jotka kaikki ajoittuvat talvikauden lopulle. Kolmantena tekijänä voidaan pitää liitukiven karstiutumista, joka lisää liikkuneiden kerroksien kokonaismassaa ja samalla vaikuttaa vanhojen liukupintojen stabiilisuuteen. Karstiutuminen voimistaa liitukiven rakoilua, josta seuraa kivivyöryjä ja suurempien blokkien irtoamista. Rannikon myötäinen virtaus kohti itää aiheuttaa rantaeroosiota, jota Folkestonen sataman rakentaminen 1800-luvulla on muuttanut. Nykyisin sedimentti kerääntyy sataman 1800-luvun lopulla rakennettuihin laitureihin. Sataman ja laiturien valmistumisen seurauksena Warrenilla on ollut liikuntoja, mutta varmaa yhteyttä ei voida määrittää puutteellisen tiedon vuoksi (Hutchinson *et al.* 1980). Liikunnot ovat yleisimpiä Warrenin länsipäässä, jossa suurin osa herkästä savikerroksesta on maan päällä. Folkestone Warrenin itäpäädyssä olevan Abbot's Cliff -tunnelin läheisyydessä ei ole ollut merkittäviä liikuntoja. Liikuntoja on kolmea tyyppiä. Suurin vuoden 1915 liikunto on ollut M-tyyppinen eli useiden rotationaalisten liikuntojen kokonaisuus (Hutchinson 1969). Muut merkittävät ovat olleet paikallisia, rotationaalisia ja sijoittuneet lähelle merta. Lisäksi High Cliffin liitukivessä tapahtuu jatkuvia karstieroosioon liittyviä kivivyöryjä.

Vuoden 1915 liikunto on ollut suurin Warrenilla tapahtuneista (Hutchinson 1969, Hutchinson *et al.* 1980). Se ajoittui talvikauden alkuun ja tapahtui joulukuun 19. päivä. Liikunnon kokonaispituus oli 3,22 km ja leveys 800 m. Yksittäisten vyöryjen leveys vaihteli 10-50 m ja niiden pituus oli 260 m. Liikkunut massa kattoi 62 ha alueen. Liikunto alkoi maanvajoamana Martellon tunnelin itäsuulla, jota seurasi suuri kivivyöry Steady Hole –jyrkänteellä (Hutchinson *et al.* 1980). Tämän jälkeen käytännössä koko rinne liikkui alkaen länsipäästä. Warren Haltin itäpuolella liikkeen määrä oli 50 m. Se työnsi



Kuva 35. Folkestone Warrenin kaatumistyyppisen kivivyöryn eteneminen, muokattu Hutchinson (1969) piirroksesta. Veden virtaus kuluttaa ylempiä karbonaattikerroksia ja alempia sedimenttejä (I). Kun sedimenttien kantavuus heikkenee, blokki alkaa liukua olemassa olevaa rakoa myöten (II). Karbonaattikivien kuluminen on jatkuvaa, joten vastaavat vyöryt tulevat toistumaan (III).

maata edellään niin, että rantaan kohosi sedimenttivalleja. Steady Holen kivivyöryn blokit olivat suuria. Syynä niiden kokoon oli pitkälle edennyt rakoilu (kuva 35). Kivivyöry oli seurausta alempien sedimenttikerrosten liikkumisesta, jolloin blokkien tukimassa poistui. Vuoden 1915 pääasiallinen liukupinta oli High Cliffin alaosassa. Sen syiksi on arvioitu voimakasta rantaeroosiota, runsaita sateita edeltäneiden 4 kk:n aikana sekä matalaa vuorovettä (Hutchinson et al. 1980). Yhteisvaikutuksena alarinteen epävakaat massat aktivoivat vanhoja liukupintoja ja seurauksena oli kivivyöryjä liitukivijyrkän teellä. Vuosien 1937 ja 1940 liikunnot olivat R-tyyppisiä (Hutchinson 1969). Molemmat sijoittuvat Warrenin läntiseen osaan ja rautatielinjasta merelle. Lisäksi molemmat aiheuttivat kohoamista rantakerrostumissa eli ne työnsivät massaa kohti merta. Vuoden 1937 liikunto koostui kahdesta perättäisestä tapahtumasta. Jälkimmäinen oli 914 m pitkä ja liikkui 14 ha:n alueella. Vuoden 1940 liikunto kattoi 6 ha:n alueen. Sen pituus oli 685 m ja leveys 109 m. Kyseessä oli hidas ja osittain etenevä liike, joka jatkui vuoteen 1947.

Folkestone Warrenin ensimmäiset laajat tutkimukset tehtiin vuosien 1936 ja 1937 liikuntojen jälkeen (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996, Birch ja Warren 2006). Tutkimuksien painopiste on ollut rautatielinjan varmistaminen, joten tutkimukset tehtiin Martellon tunnelista merelle päin. Kyseessä on epävakaa tiedetyn alueen länsiosa. Tutkimuksissa mitattiin pohjaveden pinnankorkeutta savessa sekä kerrosjärjestystä ja koostumusta (Birch ja Warren 2006). Varhaisena tarkkailumenetelmänä on käytetty rautatielinjan myötäisesti asetettuja linjapaaluja. Jatkotutkimuksia on tehty 1950-luvusta alkaen, jolloin on tarkasteltu Martellon tunnelin itäsuun vakautta siihen tehtyjen muutosten jälkeen. Myös liikuntojen syitä on pyritty selvittämään tarkemmin. British Railways on tarkkaillut Warrenin rinteiden liikettä kolmiomittauksilla vuodesta 1938 lähtien. Näillä tutkimuksilla on havaittu alueen itäpäässä olevalla Horse's Headillä tapahtuva aktiivinen liike (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996). Alueen sedimenttimassa on liikkunut viidentoista tutkimusvuoden kuluessa 730 mm. British Railways on tutkinut liikettä myös siirrosindikaattoreilla ja pietsometreillä aina vuoteen 1975 asti. Tutkimuksissa on selvinnyt, että liikkunut irtomaa etenee 70 mm/v kohti merta (Birch ja Warren 2006). Runsaiden sateiden aikana liike voi olla 1 m/v. Alueen pohjaveden pintaa on tarkkailtu vuodesta 1953 lähtien British Railwaysin toimesta (Hutchinson 1969). Mittauksen tehdään kerran kuussa.

Rantaan ja liikkuneisiin massoihin on rakennettu suojia ja kuivatuskanavia jo 1800-luvulla (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996). Salaojitus tuhoutui vuoden 1915 liikunnossa täysin. Vasta vuonna 1939 pohjaveden hallinta kattoi ensimmäisen kerran koko epävakaa alueen. 1950-luvulla aloitettiin rinteiden jalkaosan tukeminen (kuva 34). Stabilointitarpeen arviointi on perustunut Warrenin Haltin tarkkailusta saatuihin tuloksiin (Birch ja Warren 2006). Rantaeroosiota vastaan on käytetty aallonmurtajia, tukimuureja ja täyttömaata, myöhemmin myös betonivaloksia (Hutchinson 1969, Trenter ja Warren 1996, Birch ja Warren 2006). Ne ovat toimivia eroosion vähentämisessä, mutta vaativat jatkuvaa tarkkailua ja ylläpitoa. Niiden ansiosta suuria liikuntoja ei ole ollut vuoden 1947 jälkeen. Lisäksi rantaan tuodaan suuria lohkarkeitä, joista on useita hyötyjä. Ne tukevat vallejia, heikentävät aallokkoa ja sitovat sedimenttiä. Nykyaikainen tarkkailu keskittyy ensisijaisesti rautatielinjalla tapahtuviin muutoksiin. Tarkkailussa tutkitaan kivivyöryjä, liikkuvaa irtomaata ja salaojituksessa kulkevan veden määrää. Moderneina lisäyksinä ovat GPS- ja LiDAR-mittaukset.

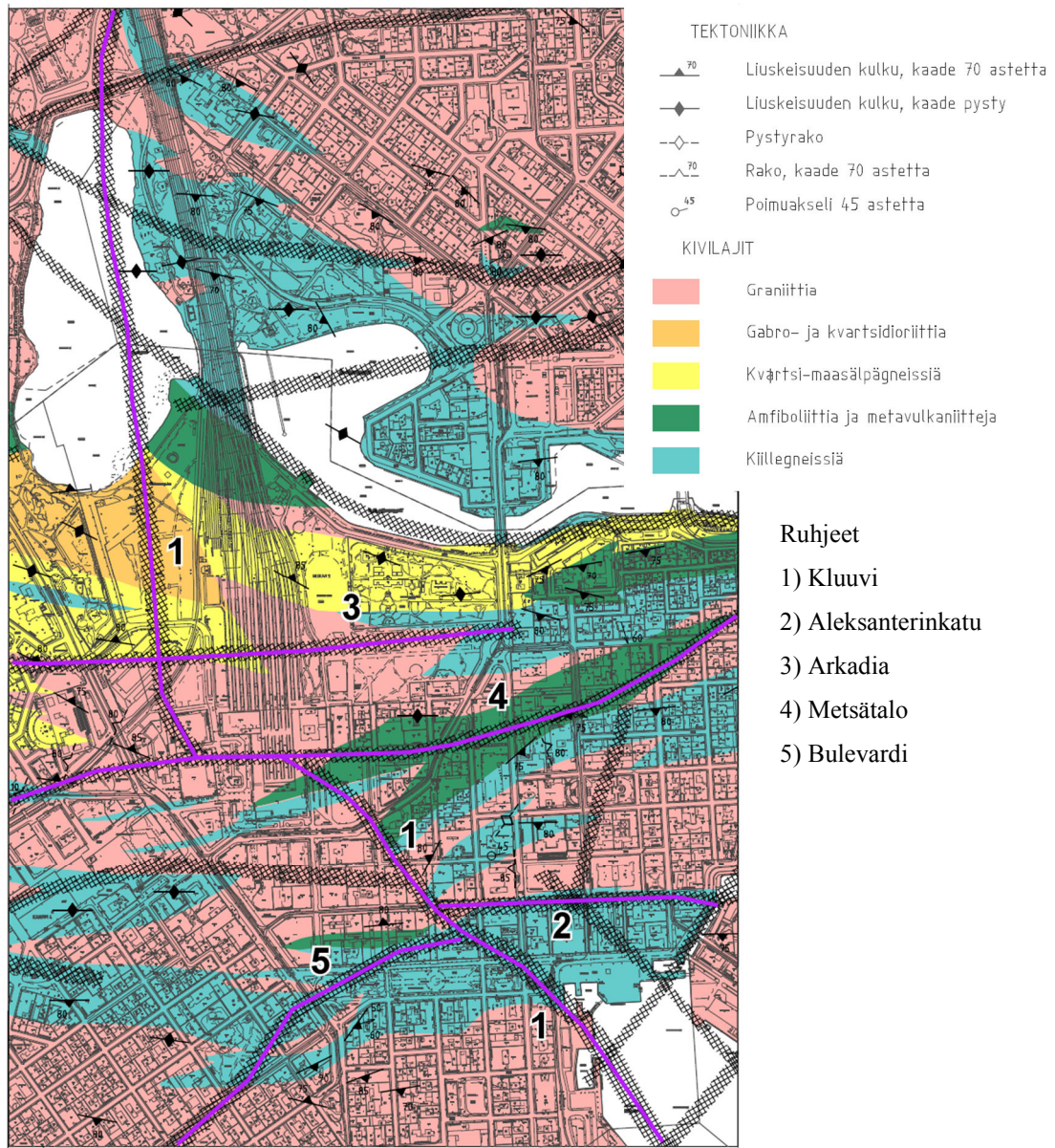
4.4. Kallioperän heikkousvyöhykkeet

Kallioperän heikkousvyöhykkeet ovat alueita, joissa kiinteän kallioperän sijaan tavataan runsaasti rakoilun, ruhjeiden ja siirrosten heikentämää kiveä. Ruhjeet ovat hierron, puristuksen tai venymisen tuloksena syntynyttä rakoilua, jossa rakoja on tiheässä. Tämä tarkoittaa, että kallion rakoiluun verrattuna puhutaan metri- tai kilometrimittakaavasta milli- ja senttimetrimittakaavan sijaan. Ruhjeet ja rakoilu ovat samankaltaisia fysikaalisten ominaisuuksien, syntyvän, kallioperän rakennettavuuteen ja stabiilisuuden suhteen. Näitä ominaisuuksia on tarkasteltu laajemmin luvussa 2.2.2.

Ruhjeet aiheuttavat harvoin suoran ongelman yksittäisille pienrakennuksille, kuten teollisuushalleille tai asuinrakennuksille. Sen sijaan niiden lieveilmiöt, kuten pohjaveden suurempi liike kiinteään kallioon nähden voi aiheuttaa ongelmia jo yhden rakennuksen tai korttelin laajuudella. Tätä tarkastellaan Kluuvin alueella (Helsinki, Suomi) pohjavedenhallinnan ja vanhan rakennuskannan kannalta (luku 4.4.1.). Patorakenteet ja sillat ovat suuria rakenteita, joihin kallioperän ruhjeilla on suora vaikutus. Patorakenteet suunnitellaan siten, että ne tukeutuvat eheään kallioperään ja vedenpaine ohjataan rakenteita myöden. Kaaripadon toiminta perustuu siihen, että ohut betonirakenne tukeutuu kapean laakson reunoille ja pohjaan (Aria 2009). Sedimenttikerroksien ja laajojen laaksojen alueilla patorakenteet tuetaan laakson pohjaan tai käytetään laajaa maavallia. Painovoimapatot tuetaan suoraan laakson pohjaan, jolloin paksun muurin paino pitää sen paikallaan. Samalla pato suunnitellaan sillä oletuksella, että kallioperä on vakaa ja liikkumaton. Tästä syystä ruhjeet ja niihin liittyvä, voimakkaan rakoilun aiheuttama epävakaus, on johtanut patojen murtumiseen. Esimerkkinä ruhjealueen patorakenteesta on Jinpingin voimalaitos Sichuanissa, Kiinassa (luku 4.4.3.). Jinping on moderni pato, jota varten on tehty laajat pohjatutkimukset.

4.4.1. Pohjaveden hallinta kaupunkialueella – Kluuvin ruhje, Helsinki, Suomi

Etelä-Suomessa sijaitsevan Helsingin keskusta-alueita halkovat useat ruhjeet. Merkittäviä niistä ovat Kluuvi, Aleksanterinkatu, Bulevardi, Metsätalo ja Arkadia (Vänskä ja Raudasmaa 2005). Ruhjeet on merkitty kuvaan 36. Helsingin ruhjeet itsessään eivät ole aiheuttaneet ongelmia maanpäällisille rakennuksille. Ne on otettu myös hyvin huomioon kaupungin maanalaisten tilojen suunnittelussa. Kuitenkin ruhjeiden sijainti ydinkeskustassa ja vanhojen merenlahtien tai ranta-alueiden alla on ongelmallinen

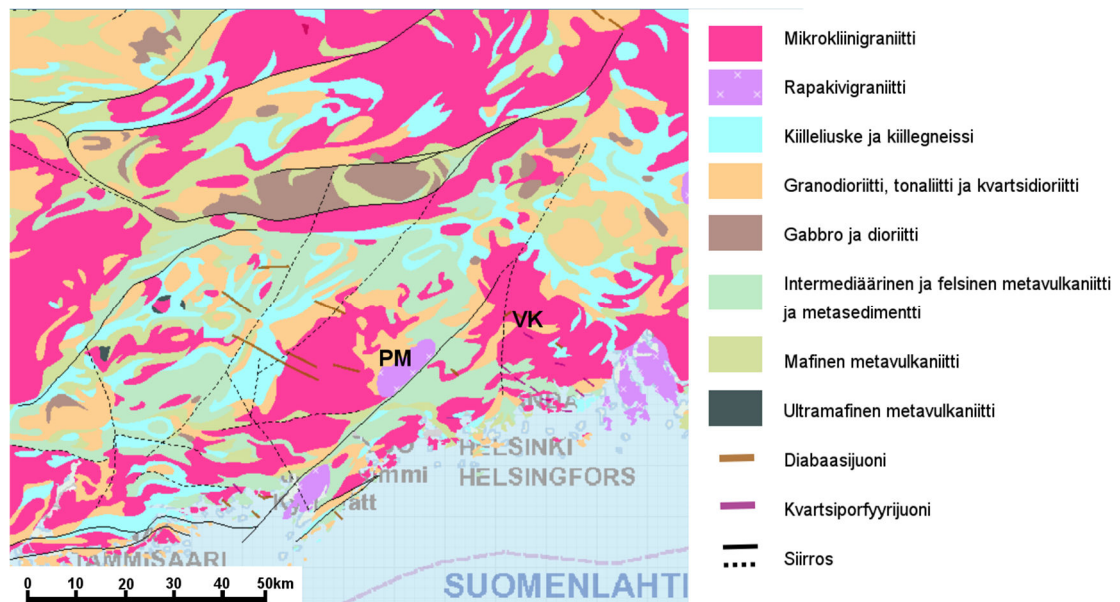


Kuva 36. Helsingin keskusta-alueen merkittävät ruhjeet ja kallioperä, muokattu Vänskä ja Raudasmaa (2005) kartasta.

pohjaveden hallinnan kannalta. Kluuvin ruhje on ollut esillä kahdesti kaupungin suurissa rakennusprojekteissa. Ensimmäisen kerran se aiheutti ongelmia Helsingin jäähallin suunnittelu- ja rakennusvaiheessa Töölön Pallokentälle vuosina 1965–66 (Alaja 2012). Helsingin metron rakennusvaiheessa 1970-luvulla ruhjeen kulku ja ominaisuudet olivat jo paremmin tunnettuja. Ongelmana olivat Rautatien torin alueen rakennukset, joista moni on perustettu puupaaluilla vanhalle Kluuvinlahdelle (mm. Juhola 1961).

Etelä-Suomen kehitys alkoi svekofennisen orogeenin aikana 1900–1880 Ma (Kähkönen 2005, Pajunen 2008). Orogenin aikana kivilajit muodostuivat sekä sedimentaationa että vulkanismina saarikaarisysteemeissä (Kähkönen 2005). Myöhemmin kivilajit ovat metamorfoituneet korkeassa asteessa vihreäkivifasieksesta granuliittifasiekseen. Alueen

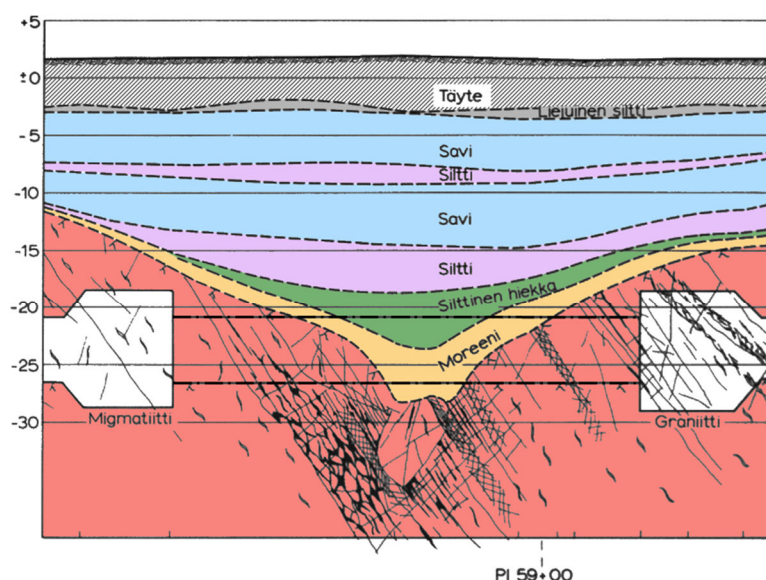
tektoninen kehitys alkoi pohjois-eteläsuuntaisena puristuksena orogeenian huippuvaiheessa. Se loi synorogeenista isokliinistä poimutusta, jonka akselin suunta on itä-läntinen. Puristuksen suunta muuttui itä-länsisuuntaiseksi 1,86-1,85 Ga, josta on merkinä pohjois-eteläsuuntainen poimutus (mm. Pajunen *et al.* 2002, Pajunen 2008). Myöhemmässä vaiheessa (1,83 Ga) maan kuori jäähdyi ja venyi, josta seurasi graniittista magmatismia. Poimutus jatkui pohjois-eteläsuuntaisen puristuksen myötä. Helsingin kaupungin länsipuolella sijaitseva luoteis-kaakkoissuuntainen Porkkala-Mäntsälä-hierto (kuva 37) on syntynyt pohjois-eteläsuuntaisessa puristuksessa 1,83 Ga. Kaupungin itäpuolella sijaitseva pohjois-koillissuuntainen Vuosaari-Korso-hierto on peräisin orogeenian loppuvaiheen puristuksesta. Porkkala-Mäntsälä (PM) ja Vuosaari-Korso (VK) ovat Helsingin lähialueen tärkeimmät hiertosuuntaukset. Kaupungin siirrokset ja ruhjeet myötäilevät niiden suuntauksia.



Kuva 37. Etelä-Suomen geologia. Karttaan on merkitty Uudenmaan halki kulkevat suuret ruhjeet, PM = Porkkala-Mäntsälä ja VK = Vuosaari-Korso. Muokattu Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) ja Maanmittauslaitoksen (MML) (2013) aineiston pohjalta.

Helsingin kaupunkialueen kallioperä syntyi svekofennisen orogeenia (1900 Ma) aikana, proterotsooisella maailmankaudella (Laitala 1991). Kivilajit ovat matalaan veteen kerrostuneet ja orogeenian aikana metamorfoituneet kiillegneissi ja amfiboliitti. Kapeita kvartsi-maasälpägneissijaksoja löytyy kaupungin etelä- ja pohjoisosista. Metamorfisesti syntyneet kivet ovat subduktoituneet vuoriston alaosiin. Niiden sekaan kiteytyi orogeenian aikana mikroliinigraniittia ja granodioriittia (kuva 37). Magmaattiset ja metamorfiset kivilajit ovat yhdessä muodostaneet vuoriston alaosan, joka tuli pintaan eroosion

kulutuksen myötä. Eroosio on kuluttanut kallioperän lähelle nykyistä maanpinnan tasoa kambrikauteen mennessä, mutta nykyaikaiseen tasoon pinta hioutui vasta kvartaarikauden jääkausivaiheiden aikana. Vanhimmat juonet ovat amfiboliittia ja introdoituneet orogenian aikana tai sen jälkeen. Nuorimmat juonet ovat diabaasia ja leikkaavat kaikkia vanhempia kivilajeja. Jääkausien jälkeen kerrostuneista sedimenteistä valtaosa on savea (Vähäaho *et al.* 2002). Sedimenttikerroksen kokonaispaksuus on 5-30 m. Helsingin keskusta alueen pohjaveden pinta on 1-3 m syvyydellä. Se liikkuu kahdessa akviferissa, joita erottaa savikerros (Hartikainen ja Saraste 1978, Tikkanen 1978). Kluuvissa päällimmäinen kerros on vaihtelevan paksuista täytemaata, jonka alla on liejua (mm. Juhola 1961, Tikkanen 1978). Sedimenteistä ylimpänä on 15 m kerros savea ja silttiä, joiden vesipitoisuus on 40 %. Ennen kallion pintaa on 7 m paksuinen hiekkakerros ja 8 m paksu hiekkainen moreeni, joiden vesipitoisuus on 25 % (kuva 38). Pohjavesi on Kluuvin ruhjeen kohdalla 2 m syvyydessä (Vuorela ja Eronen 1981).

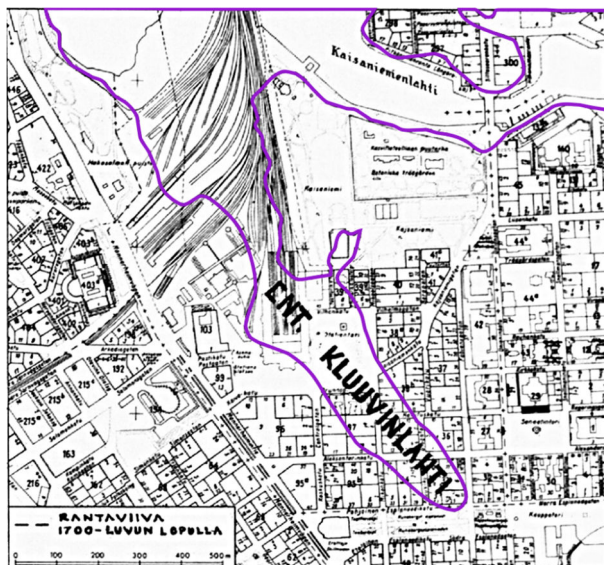


Kuva 38. Sedimenttikerrokset Kluuvin ruhjeen kohdalla. Kuva alalaita edustaa peruskalliota, johon on merkitty metrotunnelin linja ruhjeen poikki. Muokattu Hartikainen ja Saraste (1978) piirroksesta.

Kaupungin keskustassa ruhjeet näkyvät jyrkänteinä ja painaumuksina. Painumiin on kertynyt paksu sedimenttikerros. Kallioperässä on ruhjeiden kulkusuuntaa mukailevaa rakoilua. Ruhjeet ovat jyrkässä kulmassa, usein yli 70°. Niiden suuntaus ja kaade vaihtelevat sen mukaan, minkä suuremman siirroksen yhteydessä ne ovat muodostuneet. Luoteis-kaakkoissuuntainen Kluuvin ruhje voidaan havaita 10 km:n matkalla (kuva 36). Helsingin Rautatieaseman kohdalla siinä on 200 m:n siirtymä (Vänskä ja Raudasmaa 2005). Pohjoisessa Töölönlahden kohdalla ruhje jakaantuu pohjoiseen ja luoteeseen jatkuviksi

haaroiksi. Luoteeseen jatkuvan osuuden pohjoispuolella kivilaji on graniittia ja kiillegneissia, eteläpuolella vain graniittia. Kluuvissa ruhje on massamaisessa gneississä ja graniitissa. Sen leveys on 30 m ja kaade on 70° pohjoiseen. Ruhje on täyttynyt pehmeällä sedimentillä ja rapautuneella kivellä (kuva 38). Rautatientorilla ruhje näkyy 15-20 m syvänä urana, joka on täyttynyt sedimenteillä. Itään 65° :een kulmassa kaatuvan ruhjeen länsipuolella kivilaji on gneissi-migmatiitti ja itäpuolella massamainen graniitti (Vuorela ja Eronen 1981, Vänskä ja Raudasmaa 2005). Etelässä ruhje jatkuu kohti kaakkoa ja sen kaade on $80-85^\circ$ kohti koillista. Kivilajit ovat etelässä migmatiitti ja kiillegneissi. Kluuvin ruhjeen ympärillä kallio on yleisesti rapautunutta ja rakoilevaa (mm. Vuorela ja Eronen 1981). Rakotäytteenä on savea.

Entinen Kluuvinlahti sijoittuu Helsingin ydinkeskustaan eli Rautatieaseman ja Rautatien kohdalle (kuva 39). Se on ollut matala ja lietepohjainen. Kluuvinlahti oli luonnontilaisena 1800-luvun alkuun saakka (Juhola 1961, Tikkanen 1978). Kaupunkirakentamisen yhteydessä se hiljalleen täytettiin. Pohjaveden pinta on ollut 1800-luvun lopulla +2,5 m merenpinnan yläpuolella, josta se laski 1970-luvun lopulle melkein 3 m. Pohjavesi on ollut siten hyvin korkealla verrattuna nykyajan tasoon. Se on mahdollistanut halpojen, 5-25m pitkien puupaalujen käytön Kluuvissa (mm. Juhola 1961, Tikkanen 1978, Vähäaho *et al.* 2002). Pohjaveden pinnan lasku ja maanpinnan kohoaminen ovat aiheuttaneet paalujen joutumisen vedenpinnan tason yläpuolelle. Sen seurauksena paalujen päät ovat alkaneet lahota ja niiden kantokyky on heikentynyt. Metron rakennusvaiheessa pohjaveden tarkkailulle tai suojelulle ei ollut olemassa suunnitelmaa (Hartikainen ja Saraste 1978, Tikkanen 1978, Vähäaho *et al.* 2002).

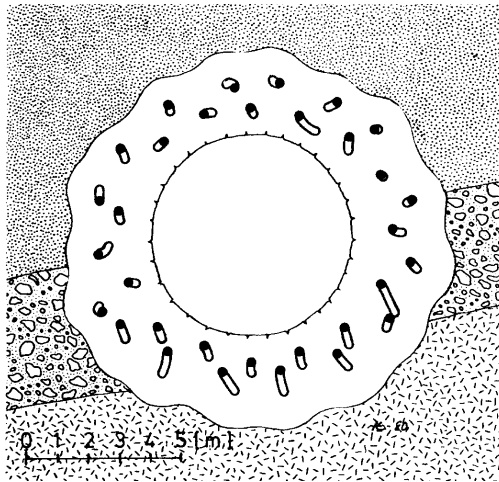


Kuva 39. Entisen Kluuvinlahden sijainti luonnontilassa 1800-luvun lopulla, muokattu Juhola (1961) kartasta.

Kluuvin alueen rakennusten perustukset tarkastettiin vahinkojen välttämiseksi ja taustatilanteen selvitykseksi. Metron rakentamisen aikana pohjaveden pinta laski vain 0,5 m. Sen aiheuttama painuminen alueen rakennuksissa on ollut ruhjeen kohdalla 13,6 mm/v ja ympäröivällä alueella 4,3 mm/v (Tikkanen 1978). Metron rakennusvaiheessa Kluuvin rakennusten suurin painauma on ollut 34 mm. Vuonna 1977 rakennettu yhdystunneli Suomen Yhdyspankin rakennusten välillä aiheutti huomattavasti suuremman muutoksen pohjavedenpinnan korkeudessa (Tikkanen 1978, Vähäaho *et al.* 2002).

Helsingissä on suoritettu geologista ja geoteknistä kartoitusta 1900-luvun alusta lähtien (Hartikainen ja Saraste 1978, Vähäaho *et al.* 2002, Vänskä ja Raudasmaa 2005). Havaintoihin perustuvia tietoja on täydennetty kairauksilla ja pohjatutkimuksilla 1940-luvulta alkaen. Kartoitus metrolinjausta varten aloitettiin vuonna 1956. Vuonna 1989 julkaistiin ensimmäinen geotekninen kartta, johon on merkitty puupaaluille perustetut rakennukset (Vähäaho *et al.* 2002). Metron rakentaminen on toiminut alkusysäyksenä laajemmalle pohjaveden tarkkailulle Helsingissä. Samalla kaikki myöhemmät tunneliprojektit ovat lisänneet tietoa kaupungin maanalaisista rakenteista ja ruhjeista. Nykyisin kaikki tieto on saatavilla digitaalisena aineistona.

Kluuvin ruhjeen halki kulkeva metrotunneli rakennettiin sedimenttikerrokseen (kuva 38). Tunneli sijaitsee 25 m:n syvyydellä kohdassa, jossa ruhjeen leveys on 30 m (Vuorela ja Eronen 1981). Puupaalujen käytön takia pohjavedenpinnan tason piti pysyä samana koko rakennusvaiheen ajan. Tunnelin rakentaminen sedimenttikerroksessa on ongelmallista, sillä sedimentit eivät ole kiinteitä. Kluuvin ruhjeen kohdalla päädyttiin käyttämään jäädytystä. Muut vaihtoehdot eivät soveltuneet korkean hinnan, turvallisuuden tai rakennuskohteen sijainnin takia. Turvallisuuden osalta huolena oli paineilmamenetelmän aiheuttama epävakaus. Jäädytyksessä käytettiin vaakasuoria putkia, jotka asennettiin sedimenttiin kahden sisäkkäisen renkaan muotoon (kuva 40) (Vuorela ja Eronen 1981). Putket asennettiin koko ruhjeen poikki ja niiden vaikutus varmistettiin 2,5 m:n limittäisyydellä. Jäädyttämiseen käytettiin freon-kaasua, joka pumpattiin maan alle pinnalle sijoitetuista säiliöistä. Metro kulkee kahdessa vierekkäisessä tunnelissa, joiden molempien halkaisija on 6,5 m. Tunneleihin asennettiin valurautarenkaista tehdyt putket, jotka tuettiin sedimenttiin ruiskubetonilla. Kokonaisuudessaan Kluuvin ruhjeen läpäisy vei 18 kk.

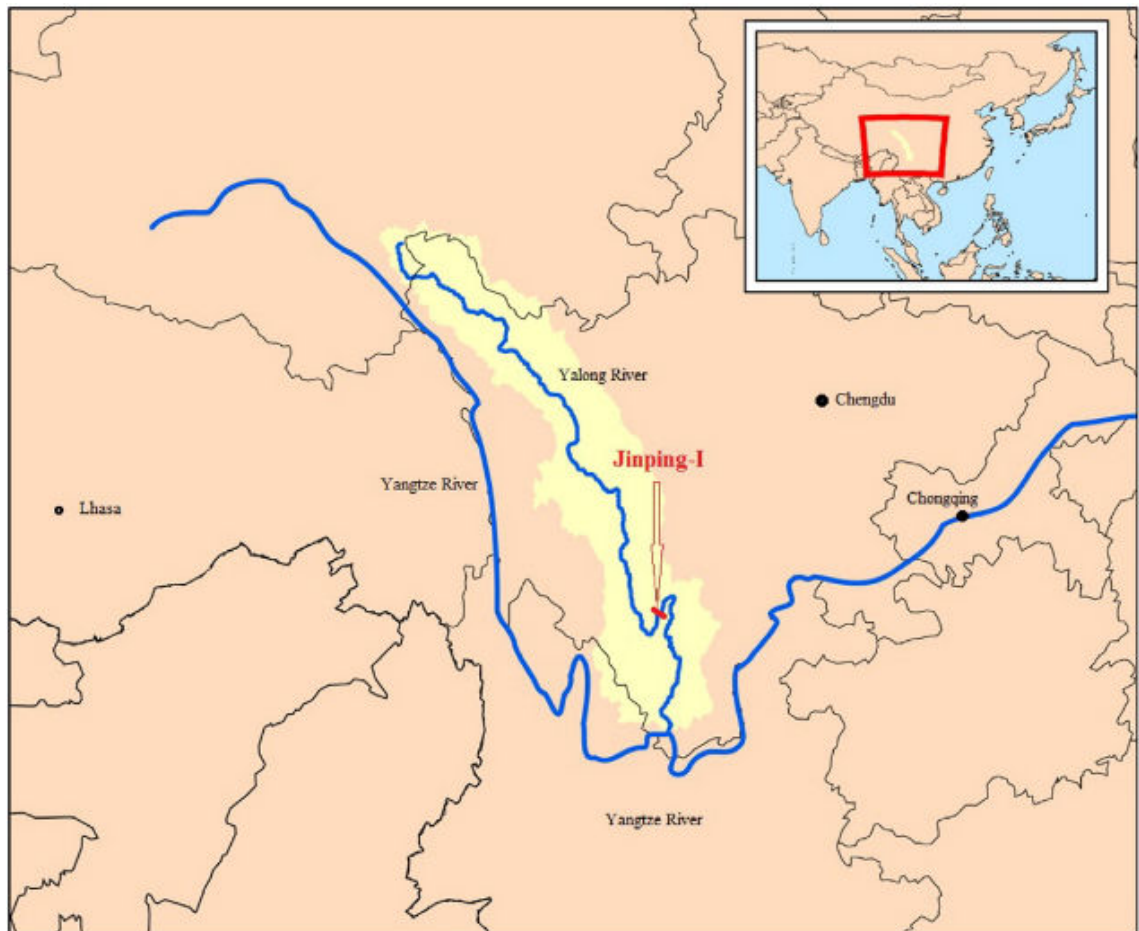


Kuva 40. Jäädytysputkien sijoittelu ja vaikutusalue Kluuvin ruhjeen poikki Helsingin metrotunneleissa. (Vuorela ja Eronen 1981)

4.4.2. Moderni pato aktiivisen jännityksen alueella – Jinping, Sichuan, Kiina

Jinping on moderni vesivoimalaitos, jonka muodostavat kaksi patoa ja maanalainen tuotantolaitos. Se sijaitsee Kiinan lounaisosassa, Sichuanin provinssissa, lähellä lännessä olevan Yunnanin provinssin rajaa (mm. Gong *et al.* 2010, Song *et al.* 2013). Pato on Yalong-joen varrella, 358 km ylävirtaan sen ja Jinsha-joen yhtymäkohdasta. Molemmat joet ovat Jangtsen sivuhaaroja (kuva 41). Padon kohdalla Yalong tekee lähes 180° mutkan Jinping-vuoren ympäri (mm. Gong *et al.* 2010, Shiyong *et al.* 2010, Song *et al.* 2013). Pato sijaitsee vuoren länsipuolella ja Yalong virtaa sen kohdalla koilliseen. Jinpingin kaaripato (Jinping-I) on kaksoiskaarirakenne, jonka korkeus laakson pohjalta on 305 m. Sen kaaren pituus on 552,23 m ja paksuus laakson pohjalla 64 m. Jinping-I:stä 7,5 km alavirtaan on toinen pato (Jinping-II), jonka tehtävänä on ohjata virtaava vesi maanalaiseen voimalaitokseen ja vuoren läpi (Shiyong *et al.* 2010).

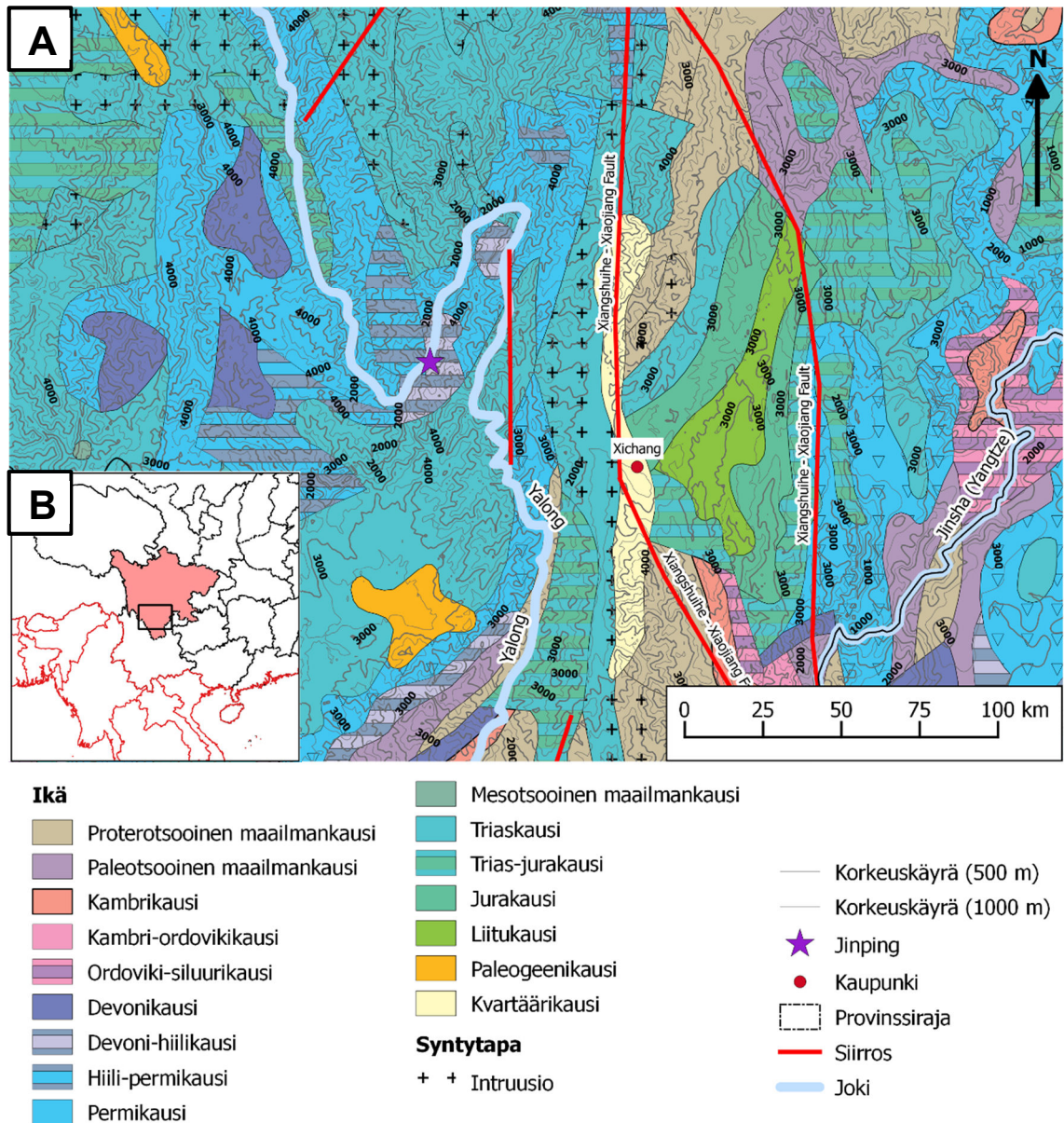
Sichuanin peruskallio on proterotsooisen maailmankauden gneissejä ja kiilleliuskeita, joissa on graniittisia intrusioita (Yang *et al.* 1986, Wang *et al.* 2014). Proterotsooisen maailmankauden loppua kohden Sichuanin alue jäi merenpinnan alle ja merellinen sedimentaatio alkoi. Sinianin orogeniavaiheen aikana (850-600 Ma) Sichuanin länsipuolella oli aktiivinen subduktio, joka aiheutti alueen itäosien kallistumista (Yang *et al.* 1986). Se oli pohjana myöhemmille maanpinnan kohoamisen ja vajoamisen vaiheille, joissa länsiosat kohosivat ja itäosat vajosivat. Sinianin orogenian aikana alue oli vaihtelevasti merenpinnan ylä- ja alapuolella. Merenpinnan korkeus vaihteli alueella aina kenotsooisen maailmankauden alkuun. Pinnankorkeuden muutoksiin vaikuttivat paikalliset subduktio- ja orogeniaproessit, mutta myös laajemmat muutokset globaalissa merenpinnan kehityksessä (Yang *et al.* 1986, Wang *et al.* 2014). Paleotsooisella



Kuva 41. Jinpingin sijainti Yalong-joen varrella. Padon kohdalla joki tekee 180° mutkan Jinping-vuoren ympäri. Yalong on Jangtse-joen (engl. *Yangtze River*) sivuhaara. (Sun *et al.* 2015)

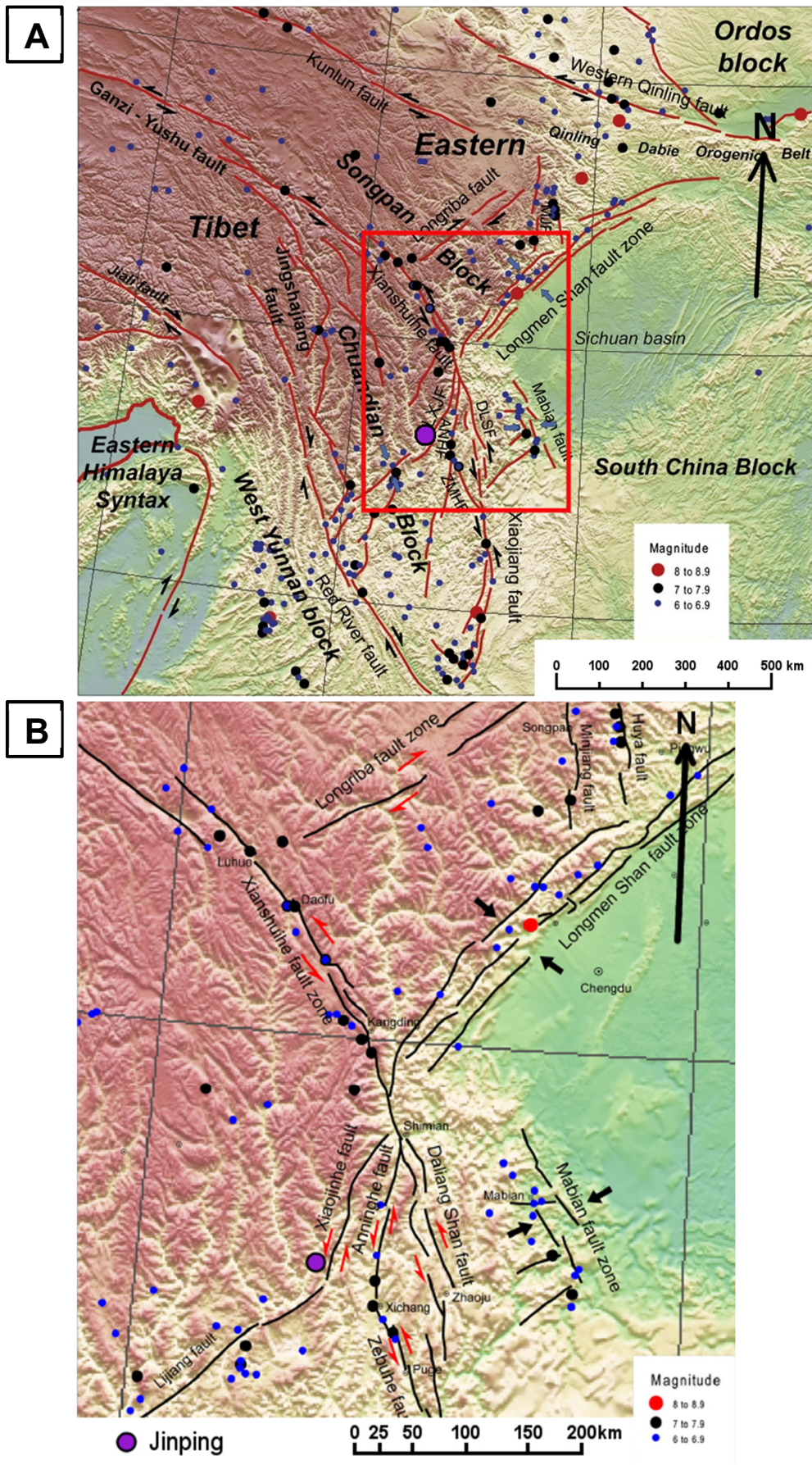
maailmankaudella Sichuanissa oli merellistä sedimentaatiota, jonka koostumus vaihteli karbonaattisen ja klastisen välillä. Ajoittain merenpinnan lasku mahdollisti myös alluviaalisen sedimentaation, joskin pysyvämpi laskusuunta alkoi vasta mesotsooisen maailmankauden aikana. Sichuanin laaksoissa sedimentaatiota tapahtui myös lakustrisesti ja fluviaalisesti laaksojen pohjiin jääneissä järvissä, vaikka Sichuanin allas muutoin olisikin ollut merenpinnan yläpuolella. Jinpingin kannalta tärkeimmät kerrokset muodostuivat triaskaudella (kuva 42). Mesotsooisen maailmankauden aikana sedimentaatio oli klastista ja karbonaattisia välikerroksia, mutta kauden loppupuolella myös karbonaattista ja klastisia välikerroksia (Yang *et al.* 1986).

Jinping sijaitsee Sichuanin altaan ja sen länsipuolella olevan Qinhai-Tiibetin ylängön välisellä vaihtumisvyöhykkeellä. Vyöhykkeen eteläosassa on Yunnanin tasanko. Koko alue ja varsinkin Sichuanin keskiosat ovat vajonneet Sinianin orogeniasta lähtien (Gong *et al.* 2010, China National Petroleum Corporation (CNPC) 2012, Song *et al.* 2013). Tiibetin ylänkö taas on kohonnut voimakkaasti kvartaarikauden aikana, josta on



Kuva 42. A) Jinpingin alueen kivilajien ikä ja syntytyyppi. Valtaosa alueen kivilajeista on metasedimenttejä, jotka ovat kerrostuneet matalaan mereen tai makean veden altaiisiin. Kartta tuotettu seuraavien aineistojen pohjalta: USGS (1996), Steinshouer *et al.* (1997), USGS (1999), Taylor *et al.* (2013) ja Natural Earth (2016). B) Geologisen kartan sijainti Sichuanin eteläosassa, Etelä-Kiinassa. Kartta on luotu Natural Earth (2016) aineiston pohjalta.

seurannut jokikulutus ja siirroksien aktivoituminen. Sichuanin allas koostuu kolmesta blokista, joista kaksi rajoittaa Tiibetin ylängön laajentumista (Zhang 2013). Tästä seuraa poimutusta ja hiertoa blokkien reunoilla. Sichuan sijaitsee Etelä-Kiinan blokin koilliskulmassa (kuva 43A). Blokki liikkuu hitaasti kohti kaakkoa, mutta sen liike ei aiheuta sisäistä deformaatiota. Etelä-Kiinan blokkia rajaavat lännessä Longmen Shan- ja Xiaojiang-siirroksien. Longmen Shan-siirroksen länsipuolella on Songpan-blokki, joka rajaantuu etelässä Xianshuihe-siirrokseseen. Kolmas, Chuandian blokki, rajaantuu pohjoisessa Xianshuiheeseen, idässä Xiaojiangiin, etelässä Red Riveriin ja lännessä

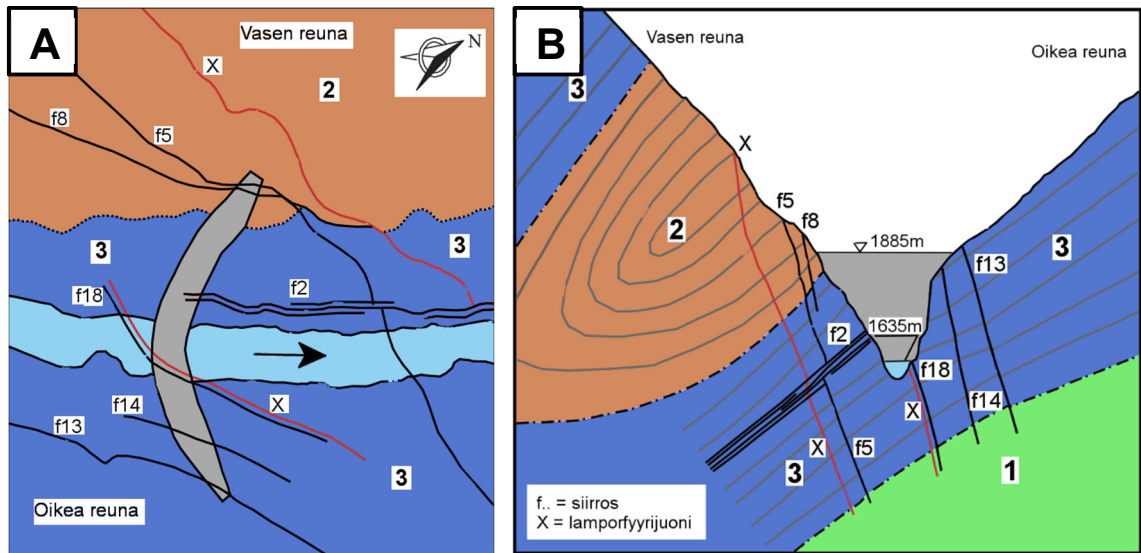


Kuva 43. Sichuanin tektoninen kartta, muokattu Zhang (2013) kartoista. Jinping on merkitty karttoihin violetilla pallolla. A) Sichuanin alueella on kolme tektonista blokkia: Etelä-Kiina, Chuandian ja Songpan. B) Jinpingin sijainti suhteessa lähimpiin aktiivisiin siirroksiin.

Jinshajiangiin. Jinpingin patoalue sijaitsee Chuandianin blokin itäreunalla (kuva 43B) (Qi *et al.* 2004, Zhang 2013).

Sichuanin altaan siirroksista Xianshuihe on luoteis-kaakkoissuuntainen vasenkätinen hiertosiirros, joka kaatuu jyrkästi lounaaseen. Se haarautuu etelässä Anninghe- ja Daliang Shan–siirroksiksi. Anninghe on pohjois-eteläsuuntainen ja Daliang Shan pohjoisluode-kaakkoissuuntainen. Xianshuihe-siirros leikkaa sekä prekambriksen että mesotsooisien maailmankauden kerroksia. Sen nykyaikaisen aktivoitumisen alun (13-10 Ma) on arvioitu liittyvän Tiibetin ylängön liikkeen aktivoitumiseen (Zhang 2013). Anninghe on ollut aktiivinen holoseeniepookin alusta nykyaikaan. Sen pituus on 150-160 km ja se syntyi Xianshuihen aiheuttaman kuoren lyhentymisen seurauksena. Daliang Shan jakaantuu kuuteen haaraan, jotka muodostavat 15 km leveän vyöhykkeen (Zhang 2013). Sen iäksi on arvioitu 3 Ma.

Yalong-joki virtaa jyrkkäseinäisessä laaksossa, joka sijaitsee 2000-3000 m mpy (mm. Gong *et al.* 2010, Song *et al.* 2013). Laakson syvyys on 1000-2000 m ja se on muodostunut Yalongin kulutuksesta. V-muotoisen laakson seinämät ovat alhaalla 70-80°:een kulmassa, mutta loivenevat lähellä huippuja 60°:seen. Jinpingin merkittävin kerrostuma on keskitiaskauden Zagunao-muodostuma (mm. Qi *et al.* 2004, Huang *et al.* 2010, Song *et al.* 2013). Sen alin kerros on vihreäliusketta, jossa on karbonaattisia välikerroksia (kuva 44). Vihreäliuskeen päällä on 600 m paksu marmori, jossa on vihreäliuskevälikerroksia. Marmorin ja vihreäliuskeen kerroksia on laakson seinämissä kahdeksan kappaletta. Ylin kerrostuma on metahiekkakiveä ja saviliusketta kuudessa kerroksessa, joiden yhteispaksuus on 400 m. Kerroksellisuus on joen suuntainen ja sen kaade on 40° luoteeseen. Laakson luoteisrinteellä metasedimenttikerros jää vielä yhden marmorikerrostuman alle, kun kaakkoisrinteellä metasedimenttejä ei ole lainkaan. Laakson pohjalla, luoteisrinteen puolella, on lamporfyryrijuoni, joka halkoo vanhempia kerroksia. Se on käytännössä katsoen pystysuora ja kulkee joen myötäisesti. Jinping-vuoren pohjavesi on lähellä pintaa ja siten myös korkealla merenpinnan yläpuolella. Tästä syystä sen paine on laakson alaosissa suuri. Laakson luoteisrinne on huomattavasti kaakkoisrinnettä vettäjohtavampaa (Chen *et al.* 2016). Vedenjohtavuus on suurinta lähellä pintaa, jossa myös rakoilu on runsasta. Vedenjohtavuus heikkenee syvemmälle mentäessä lukuun ottamatta alueita, joissa rakoilu jatkuu syvälle kallion sisään. Vesi virtaa kallion epäjatkuvuuspinnoilla ja joissakin karstikerroksissa (Shiyong *et al.* 2010). Karstilla ei ole merkitystä alueen yleisen stabiilisuuden kannalta.



Kuva 44. A) Yalongin laakson karttakuva. Joen virtaussuunta on koilliseen ja se on merkitty nuolella. B) Poikkileikkaus laakson kerrostumista padon kohdalla. Näkymä on alavirtaan. Kuvissa f-merkityt (musta viiva) ovat siirroksia ja X (punainen viiva) on lamporfyryjuoni. Poikkileikkaukseen merkitty lisäksi kerrokset (harmaa viiva). 1 = vihreäliuske, 2 = metahiekkakivi ja saviliuske, 3 = vihreäliuske ja marmori välikerroksia. Muokattu Song *et al.* (2013) piirroksista.

Patoalueen lähin suuri siirros on Xiaojinhe, joka kulkee Jinping-vuoren itäpuolta (Gong *et al.* 2010, Chen *et al.* 2016). Siirroksen suunta on kohti koillista ja se kaatuu jyrkästi kohti luodetta. Alueen siirrosten ja poimujen yleiset suunnat ovat kohti pohjoiskoillista, koillista, itäkoillista ja luodetta (Qi *et al.* 2004, Song *et al.* 2013). Jinpingin paikalliset siirrokset on merkitty kuvaan 42 (f2, f5, f8, f13, f14). Tärkeimmät siirroksen padon vakauden kannalta ovat f5 ja f8, jotka leikkaavat luoteisrinteen hiekkakiveä. Siirroksista 1,8 km pitkä f5 on koillis-lounaissuuntainen ja kaatuu 70-80° kaakkoon (Qi *et al.* 2004). Se on vasenkätinen hiertosiirros, jossa on 70-90 m:n siirtymä. Siirroksen ja siihen liittyvän rakoilun leveys on 0,5-6 m. Raot ovat sileäreunaisia ja niissä on rakotäytteenä breksiaa ja savea. Toinen merkittävä siirros on f8, jonka pituus on 1,4 km. Se on kapea ja täynnä murtunutta kiveä.

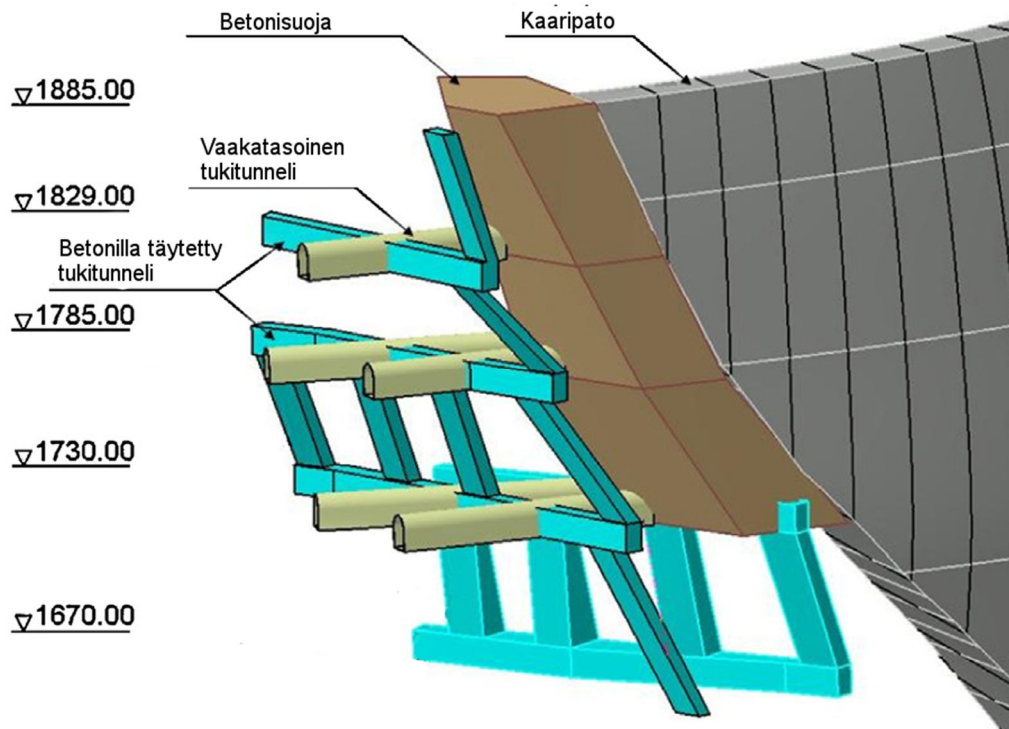
Jinpingin rakennussuunnitelma saatiin valmiiksi vuonna 2003 (Song *et al.* 2013). Sitä ovat seuranneet laajat pohjatutkimukset, joilla on pyritty varmistamaan patorakenteen turvallisuus ja toimintaikä. Pohjatutkimuksina on käytetty kairauksia sekä erinäisiä geofysikaalisia varmistuksia, kuten seismistä luotausta. Kallion louhinta aloitettiin vuonna 2009 ja tukirakenteet sekä valutunnelit saatiin valmiiksi vuonna 2012. Pato valmistui joulukuussa 2013 ja veden annettiin kerääntyä siihen edellisen vuoden lokakuusta lähtien. Padon täyttymisen puolivälissä vasemmalle rinteelle louhitussa valutunnelissa havaittiin vuotoa, joka johti laajaan selvitykseen varotoimenpiteiden

toimivuudesta (Chen *et al.* 2016). Valutunnelilla hallitaan ja ohjataan pohjaveden liikettä luoteisrinteen heikossa kalliossa. Timanttikairauksilla on voitu havainnoida kallion kiinteyttä sekä siihen kohdistuvaa stressiä (Gong *et al.* 2010). Stressi on havaittu kairauksista, kun kairasydän tulee ulos levymäisinä palasina (suomeksi termi ”rahoina”). Tätä on voitu tarkastella ensisijaisesti 20-40 m:n etäisyydellä pinnasta, mutta myös 5 m:n ja 105 m:n etäisyyksillä (Gong *et al.* 2010). Jinpingissä kairauksia on tehty pysty- ja vaakasuunnissa rakoilun laajuuden selvittämiseksi.

Laakson luoteisrinne on heikompi kuin kaakkoisrinne. Rakoilu on voimakkainta rinteen yläosassa, yli 1700 m:n korkeudessa (Qi *et al.* 2004, Song *et al.* 2013). Syvimmät raot ovat 1700-1900 m:n korkeudella, jossa niiden syvyys kallion pinnasta on 140-200 m. Raot ovat sileitä eikä niissä ole rakotäytteitä. Marmorissa niiden syvyys on 150-200 m ja sedimenttikivissä 200-300 m kallion pinnasta. Rakojen pituus on suurimmillaan 500 m. Luoteisrinteellä on myös havainnoitu nuoria tensiorakoja, jotka ovat kytköksissä vanhempiin epäjatkuvuuspintoihin. Niiden leveys on 200 mm ja syvyys enimmillään 3 m (Gong *et al.* 2010). Jinpingin rakoilun suunnat myötäilevät alueen siirrostien suuntia. Koilliseen suuntautuvat raot ovat kerroksellisuuden myötäisiä ja kaatuvat kaakkoon 30-45° kulmassa. Pohjois- ja itäkoilliset raot kaatuvat kaakkoon 50-80° kulmassa. Luoteeseen suuntautuva rakoilu ei ole rinteen vakauden kannalta merkityksellistä. Raoista pohjois- ja itäkoillissuuntaiset kontrolloivat paikallista deformaatiota, kun taas rinteen suuntaiset ovat vakaita. Rakoilu on syntynyt paikallisen poimutuksen ja hierron myötä.

Rakoilu tekee luoteisrinteestä epävakaa. Padon sijoituspaikkaa on tästä syystä siirretty 70 m ylävirtaan ensisijaiseen suunnitelmaan nähden (Gong *et al.* 2010). Ongelmia patorakenteiden tukemisessa aiheuttavat siirrostien ja lamporfyryrijuonen sijoittuminen laaksossa (Song *et al.* 2013). Lamporfyryrijuonesta tulee epäjatkuvuuspinta, jos ympäröivät kallioblokit alkaisivat liikkua. Lisäksi se johtaa vettä paremmin kuin kiinteä kallio. Luoteisrinteen jännityksensietoa on kasvatettu käyttämällä esijännitetyjä kaapeleita ja ruiskubetonia (Gong *et al.* 2010, Huang *et al.* 2010, Song *et al.* 2013). Osa rinteestä on poistettu tai korvattu betoniverholla, joka kiinnittää heikkoa pintakiveä. Lamporfyryrijuoni on tarpeen vaatiessa mahdollista louhia ja täyttää betonisuojoilla. Kaakkoisrinteellä vaatimukset eivät ole yhtä tiukkoja. Tärkeintä on ankkuroida patorakenteet suoraan eheään kallioon, jotta blokit eivät pääse liikkumaan.

Pohjaveden hallinta padon alla ja ympärillä vähentää sen kertymistä ja paineen kasvamista (Chen *et al.* 2016). Vedenpaine aiheuttaa kallioblokkien hallitsematonta liikettä, josta voi seurata massaliikuntoja ja vaurioita kiinteille rakennuksille. Jinpingissä menetelminä veden hallintaan on käytetty betonisuoja, salaojitusta ja valutunneleita (kuva 45). Betonisuojiin tarkoitus on ohjata veden liikettä paikoissa, joissa rakoilu on veden pääasiallinen kulkukanava. Suojien laajuutta on voitu vähentää kiinteän kallion alueilla. Salaojia ja valutunneleita käytetään ohjaamaan vesi haluttuun suuntaan. Valutunneleita on louhittu molemmille reunoille (Song *et al.* 2013). Joen vasemmalla rinteessä ne korvaavat rakoilleen kallion, kun taas oikealla kompensoidaan korkeaa pohjaveden pintaa. Salaojia käytetään padosta alavirtaan ja niillä johdetaan vettä suoraan alemman patorakenteen ohi. Pohjaveden liikettä patoalueella tutkitaan valutunneleissa reaaliaikaisesti pietsometreillä ja virtaamamittareilla (Chen *et al.* 2016).



Kuva 45. Padon vasemmassa laidassa käytettyjä tukimenetelmiä, muokattu Song *et al.* (2013) piirroksesta. Padon reuna on vahvistettu betonituella, johon on ankkuroitu rakoilua ja jännitystä vastustavia, avoimia tunneleita. Tunneleiden toisena tarkoituksena on ohjata pohjavesi pois rakoilevasta osasta kalliota. Osa tunneleista on täytetty uudelleen betonilla tukevuuden parantamiseksi.

5. Yhteenveto

Tässä tutkielmassa on tarkasteltu erilaisia geologisia olosuhteita sekä niiden rakennuksille ja ihmisille aiheuttamia ongelmia. Ongelman luonne ja laajuus riippuvat

paikallisista geologisista ominaisuuksista. Monissa tarkastelluissa kohteissa ihmistoiminnalla ja alueen geologisilla erityispiirteillä on ollut yhteinen vaikutus ongelman kehitykselle. Geologiset syntyolosuhteet vaikuttavat osaltaan siihen, minkä tyyppisiä ongelmia kohteessa voisi esiintyä. Sama vaikutus on kerrostumien iällä, sillä esimerkiksi mesotsooisella maailmankaudella tai sen jälkeen kerrostuneet muodostumat ovat alttiimpia eroosiolle kuin paleotsooisella tai prekambrisella maailmankaudella kerrostuneet. Vielä nuoremmassa, kuten mioseenieopookin sedimenttikerrostumissa, on suuri riski kerrosten kompaktoitumiselle tai konsolidoitumiselle. Maanvajoamat ja massaliikunnot ovat hyvin tyypillisiä ongelmia nuorille kerrostumille, joihin kuuluvat myös karstimaat. Vanhemman, kiteisen kallioperän, alueella deformaatio on sekä vahvistanut kivilajeja että luonut rakoiluja ja ruhjeita, jotka aiheuttavat heikkousvyöhykkeitä. Siten niiden ongelmat voivat olla hyvin monipuolisia.

Tässä tutkielmassa tarkastelussa olleet massaliikunnot ovat tapahtuneet aikana, jolloin tutkimus- ja turvallisuusvaatimukset eivät vielä olleet nykyisellä tasolla. Tarkastelussa olleet liikunnot ovat toimineet ennakkotapauksina kussakin maassa tapahtuvalle tutkimukselle. Siten vastaavien katastrofien laajuus nykyaikana on epätodennäköisempää kuin ennen. Massaliikunnoille voidaan kartoittaa riskialueita alueellisen geologian, morfologian ja ilmastollisen tiedon perusteella. Näillä alueilla voidaan sitten soveltaa rinteiden vakauttamista tai suojaamista.

Tarkastelussa olleista liikunnoista Turtle Mountainin kivivyöry edustaa hyvin nopeaa tapahtumaketjua, joka on ollut useamman geologisen ilmiön summa. Suurimmat syyt sen etenemiseen kriittiseksi löytyvät joki- ja jäätikkökulutuksesta sekä poimutuksen aiheuttamasta epäsuotuisasta kerrosjärjestyksestä. Liikunnon alku on hyvin mahdollisesti johtunut jäätymisestä ja laajentuneesta rakoilusta kalkkikivikerroksissa. Turtle Mountainin vyöryn tuhot olisi ollut helppo ehkäistä jo ennen tapahtumia, jos kaupunki olisi rakennettu kauemmas vuoren rinteestä. Nykyään tämä on ensimmäisiä ja helpoimpia varotoimia tuotantolaitosten ja muun infrastruktuurin suunnittelussa. Ihmishenkien menetyksiä olisi ollut mahdollista vähentää vielä liikuntaa edeltäneiden kuukausien aikana, jos asukkaat olisivat osanneet tulkita muutoksia vuorella. Nykyisin Turtle Mountain on ympäröity modernilla tarkkailu- ja varoitusjärjestelmällä. Kun tutkijoiden ennustama toinen vyöry käynnistyy, voidaan vaara-alueella olevat evakuoida hyvin nopeasti ja tehokkaasti.

Mayunmarcan irtomaalajiliikunto oli nopeasti etenevä tapahtumaketju, joka sijoittui tunnetusti epävakaa-alueelle. Rio Mantaro -joen sivulaaksoissa vastaavia liikuntoja on tapahtunut kvartaarikaudesta lähtien. Niiden syyt ovat ensisijaisesti heikoissa klastisten sedimenttien kerrostumissa, jotka ovat deformatuneet hirtovyöhykkeiden ja poimutusten voimasta. Mayunmarcan liikuntoa ei oltaisi voitu estää, mutta sen tuhoja olisi voitu vähentää. Tärkeimmät menetelmät ovat perusteellinen riskikartoitus ja ongelma-alueiden tarkkailu. Nykyaikana Perussa on kartoitettu riskialueita, mutta laajamittaista kontrollointia ei ole mahdollista tehdä.

Handlován ryömivässä massaliikunnossa pohja- ja pintavesien liike keräsi hitaasti sedimenttejä, kunnes kriittinen massa ylittyi. Tämän tyylinen liikunto on hyvin yksinkertaisesti torjuttavissa. Tehokkaita menetelmiä ovat rinteen tukeminen alaosissa tapahtuvaa eroosiota vastaan ja sen vesipitoisuuden kontrollointi salaojituksella. Slovakiassa Handlován liikunto on toiminut suurena innoittajana massaliikuntojen laajamittaiselle tutkimukselle (Baliak ja Striček 2012). Nykyisin maassa on käytössä 1:25 000 riskikartat massaliikuntojen varalle. Samalla tutkimusta ja hallintakeinoja on aktiivisesti kehitetty.

Maanvajoamien osalta tässä tutkielmassa tarkasteltiin hyvin erilaisissa olosuhteissa tapahtuneita vajoamia. Yhteistä kohteille on, että ihmistoiminnalla on ollut nykytilanteeseen johtaneiden muutosten kannalta merkittävä asema. Toinen yhdistävä tekijä on muutosten ja vaikutusten jatkuminen. Méxicon ja Long Beachin vajoamat johtuvat nesteen poistumisesta herkästä sedimenttikerroksesta. Ne sijoittuvat geologisesti nuorien, alluviaalisten sedimenttikerrosten päälle. Kiirunassa vajoama on kiteisen kallioperän alueella ja sen syynä on jatkuva kaivostoiminta. Oikeanlaisella suunnittelulla vahinkojen määrää kaikissa kohteissa olisi voitu ennakoida ennen niiden tapahtumista. Toisaalta ongelmilla ja geologisten ominaisuuksien merkityksellä on melko vähän yhteistä, joten oikeanlainen ennakointi vaatii perusteellista tarkkailua ja suunnittelua.

Méxicon vajoama on alkanut, kun kaupungin alla sijaitsevat muinaiset järvet ovat kuivuneet. Vajoaman eteneminen jatkuu yhä. Siitä on aiheutunut oma haasteensa rakennussuunnittelulle, sillä voimakkaasti kompaktoituvalla lakustriselle savelle rakennetut rakennukset kärsivät epätasaisesta asettumisesta. Méxicossa ongelmaan ei ole yksinkertaista ratkaisua. Tällä hetkellä tarkkailu ja huolellinen suunnittelu sekä vedenpumpppauksen rajoittaminen ovat toimivia keinoja. Uudelle rakennuskannalle

voidaan suunnitella kestävät perustukset, kun vajoaman eteneminen tulevana vuosina tiedetään. Vanhempaa rakennuskantaa voidaan korjailla paalutuksilla tai tasaamalla asettumaa rakennuksen eri osien välillä.

Long Beachin vajoama on sidoksissa öljynpumppaukseen erittäin monimutkaisesta geologisesta kokonaisuudesta. Vajoaman syynä on hiekkakerrosten konsolidoituminen, joka on yhtäaikaista saviliuskeiden kompaktoitumisen kanssa. Satama-alueella vahingot ovat ensisijaisesti liittyneet rakennusten epätasaiseen asettumaan ja tulviin, koska maanpinta on laskenut merenpinnan tason alapuolelle. On todennäköistä, että vajonnut alue olisi päätyntä useita metrejä merenpinnan alapuolelle, ellei korjaavaa injektio menetelmää olisi otettu käyttöön. Toisaalta öljynpumppaus on nopeuttanut vajoamista verrattuna luonnolliseen muutokseen. Korjaustoimenpiteen toimivuutta haittaavat esiintymän useat epäjatkuvuuspinnat. Koska öljy sijaitsee blokeiksi hajonneessa kerrostumassa, injektioitu vesi liikkuu blokkien välillä ja poistuu vajoavan alueen ulkopuolelle (Colazas ja Strehle 1995). Tämä tarkoittaa, että vettä on pumpattava kerroksiin yhtä paljon kuin öljyä pumpataan pois sieltä niin kauan kuin alueella on ihmistoimintaa.

Kiirunassa vajoama on suoraa seurausta käytetystä levysoroslouhintamenetelmästä, joka on valittu alueen soveltuvan geologian takia. Levysoroslouhinnan heikkoutena on suuri maanpäällinen deformaatio malmikerroksen yläpuolella. Kiirunassa ongelmien jatkuminen johtuu kaivostoiminnan kannattavuudesta, sillä kaivostoiminnan jatkuva siirtyminen syvemmälle laajentaa deformaation aluetta. Kiirunan kaupunki on rakennettu Franklinin tavoin lähelle tuotantoaluetta ja samalla kaupungin alle jatkuvan malmikerroksen päälle. Kiirunassa ei ole mahdollisuutta suorittaa korjaavia toimenpiteitä. Tukeva kallioperä tulee romahtamaan louhitun malmin tilalle epävakaaaksi kasaksi. Ainoat realistiset vaihtoehdot kaupungin suojelemiseksi ovat sen siirtäminen tai kaivostoiminnan lopettaminen. Malmin korkea hinta on saanut kansallisen kaivosyhtiö Luossavaara-Kiirunavaara AB:n (LKAB) etenemään siirtämissuunnitelman mukaisesti. Vajoama ei siten pääse aiheuttamaan välitöntä vaaraa, vaikka lähistön liikenneväyliä joudutaan siirtämään näkyvien vahinkojen ilmaantuessa.

Karstimaat ovat rakennettavuutta ajatellen haastava kohde. Kallioperässä tapahtuu jatkuvaa kemiallista rapautumista, joka paikallisista olosuhteista riippuen voi olla maanalaista tai näkyvillä rinteissä ja painaumuksissa. Karstiutumisen tarkkailu vaatii

jatkuvaa tutkimusta geofysikaalisilla menetelmillä, kairauksilla ja muilla havainnointi keinoilla. Silti ongelmien ajankohtaa tai laajuutta ei voida varmuudella ennustaa. Huolellisella suunnittelulla mahdolliset vahingot voidaan minimoida. Floridassa karstiutunut kallioperä on klastisen sedimenttipeitteen alla, jonka paksuus vaihtelee osavaltion eri osissa. Sedimenttikerroksen paksuus on optimaalinen haitallisten karstivajoamien muodostumiselle osavaltion keskiosassa. Suurin ongelma Floridassa ovat yksittäiset, pienet rakennusvahingot, jotka sivuvaikutuksineen aiheuttavat suuria kuluja mm. Floridan osavaltion hallinnolle vakuutuskorvausten ja niihin liittyvien oikeuskäsittelyjen muodossa. On mahdollista, ettei Floridan ongelmiin löydy pysyvää ratkaisua. Rakennusmääräyksiä, pohjaveden hallintaa ja sen käytön valvontaa voidaan lisätä, mutta niiden tehokkuus jatkuvaa luonnollista kehitystä vastaan on epävarmaa.

Karstin osuus massaliikuntoihin ei ole yhtä selkeä kuin vajoamien osalta. Suurimmassa osassa karstin merkitys tulee ilmi vasta jälkitutkimuksissa. Ison-Britannian Folkestone Warren sijaitsee tunnetulla karstirinnealueella. Sen mahdolliset ongelmat ovat olleet tiedossa jo rautatielinjaa suunniteltaessa 1800-luvun puolivälissä. Rautatielinja on paikallisesti merkittävässä asemassa, joten sen siirtäminen tai hylkääminen ei ole kannattavaa. Alueella on hyvin suunniteltu varotoimenpiteiden ja tarkkailun kokonaisuus, mutta karstin jatkuvan rapautumisen ja rantaeroosion takia niiden ylläpitoa pitää jatkaa koko rautatielinjan käyttöänsä ajan. Liikuntojen sijoittuminen rinnealueella on yhteydessä savikerroksen paksuuteen ja sijaintiin suhteessa merenpintaan. Liikuntojen keskittyminen rinnealueen länsipäätyyn johtuu savikerroksien paljastuneisuuden määrästä verrattuna alueen muihin osiin, sillä savi on heikompaa eroosion vaikutukselle kuin muualla paljastuneena oleva liitukivi. Tulevaisuudessa suurempien, vuoden 1915 kaltaisten liikuntojen todennäköisyys on vähäinen. Tämä johtuu vuoden 1915 liikunnan kasaamasta massasta sekä korjaus- ja vakautustoimenpiteistä (Hutchinson *et al.* 1980). Kivivyöryt rinteiden yläosissa ja niiden seurauksena R-tyypin liikunnot ovat mahdollisia.

Kallioperän heikkousvyöhykkeet ovat laajoja kokonaisuuksia, joihin kuuluu siirroksia, ruhjeita ja rakoilua. Tektonisesti aktiivisilla alueilla muutokset ovat jatkuvia, mikä saattaa vaikuttaa suurempien rakennusprojektien vaatimiin tutkimuksiin ja varmistuksiin vielä niiden valmistumisen jälkeenkin. Voimakas rakoilu tai suuremmat ruhjeet voivat tulla yllätyksenä huonon pohjatutkimuksen jälkeen ja aiheuttaa siten lisäkustannuksia tai viivästyksiä. Rakoilu voi aiheuttaa ongelmia myös yksittäisille rakennuksille, sillä raot johtavat pohjavettä ja tekevät kalliosta herkän rapautumiselle. Suuremmissa projekteissa

rakoilu ja siirrokset aiheuttavat ongelmia rakenteiden tukemisen ja alueen yleisen vakauden suhteen. Esimerkiksi patorakenteet tuetaan suoraan kallioperään, joten rakoilu padon alla tai sivuilla vaikuttaa sen kestävyysajan käyttöön. Tämän kontrollointi vaatii huolellisia pohjatutkimuksia ja suunnittelua.

Kluuvin ruhje kuuluu Helsingin keskustan laajempaan ruhjevyöhykkeeseen, josta ei ole ollut enää 1970-luvun jälkeen suoraa haittaa rakentamisessa. Varhaisissa rakennusprojekteissa ruhje on aiheuttanut suoraa haittaa suunnittelulle, kun kallionpinnan sijaintia ei ole tunnettu tarkasti. Helsingin jäähallin rakennusvaiheessa kallion pinnan suurempi syvyys on viivästyttänyt projektin aikataulua ja aiheuttanut lisäkustannuksia. Ruhje esiintyy keskusta-alueella ympäristöään paksumpana sedimenttipatjana (kuva 46), jolloin suuremmissa rakennuksissa sen kohdalla on jouduttu käyttämään poikkeavaa perustustekniikkaa. Helsingin metron ja myöhempien projektien rakennusvaiheessa Kluuvin alueella suurin ongelma on ollut pohjaveden hallinta sedimentin täyttämien ruhjeiden kohdalla. Kluuvissa vanhat rakennukset ovat puupaaluilla, jotka lahoavat pohjaveden pinnan laskun seurauksena. Näin ollen metron rakennustyö vaati pohjaveden tarkkaa hallintaa, sillä tunneli kulkee ruhjeen poikki historiallisesti merkittävien rakennusten alla. Metrotunnelin rakentamisessa käytettiin jäädytystä, jolla pyrittiin estämään pohjaveden vuotaminen tunneliin. Samalla jäädytys sitoi sedimenttiä paremmin käsiteltäväksi ja turvallisemmaksi massaksi. Kluuvin muissa rakennusprojekteissa ei ole



Kuva 46. Kluuvin ruhje Sanomatalon perustuskaivannossa 1997. Ruhjeen reunat ovat vaaleita kallioita kuvan alakulmissa. (Vänskä ja Raudasmaa 2005)

turvauduttu yhtä laajaan pohjaveden pinnankorkeuden turvaamiseen ja seuraukset ovat heti olleet näkyvissä pinnankorkeuden radikaalissa muutoksessa. Metron rakennusprojekti on luonut pohjan nykyaikaiselle pohjaveden tarkkailulle Helsingin ydinkeskustassa.

Jinpingin pato sijaitsee alueella, jossa kallioperää halkoo useita ylityöntö- ja hiertosiirroksia. Patoalueen vahvistuksilla taataan rinteen vakaus louhintaa ja padon aiheuttamaa rasitusta vastaan. Deformaation määrä Jinpingin laakson reunoilla on vahvistusten jälkeen ollut 10,3 mm ja uusien rakojen koko vain 3 mm (Song *et al.* 2013). Vahvistuskeinoina käytetään vaijereita, betonisuoja ja louhintaa, jotka tukevat rakoilevaa kalliota ja vähentävät massaliikuntariskiä. Betonisuojuukset lisäksi estävät pohjaveden pääsyn patorakenteiden alle, josta voisi pahimmillaan seurata rakenteiden liikkumista. Varmistusmenetelmien toimimista seurataan Jinpingissä kallion deformaation ja pohjaveden liikkeiden osalta. Keinojen täyttää toimivuutta ei voida vielä taata varmuudella, sillä pohjavesitunneleissa on havaittu vuotoja vuonna 2013 eli padon rakentamisen ollessa vielä kesken (Chen *et al.* 2016). Vahvistusten luotettavuuden tutkimusta ja tarkkailua tullaan jatkamaan padon käyttöiän ajan.

Tämän tutkielman tarkoitus oli tarkastella geologian merkitystä rakennetun ympäristön käyttöturvallisuuden kannalta. Tutkielmassa on selvinnyt, että geologisen historian tuntemus on tärkeä tieto kestävässä rakennussuunnittelussa. Geologisen pohjatiedon ja historian tuntemus auttaa ehkäisemään ja korjaamaan useimpia mahdollisista ongelmista. Vaikka geologinen kehitys ja sen aiheuttamat ongelmat ovat hyvin laaja ja moninainen kokonaisuus, voidaan tiettyjä yhteneväisyyksiä havaita ja käyttää siten hyödyksi. Ongelmilla on hyvin selkeitä lähtökohtia, joihin geologia vaikuttaa. Lähes kaikissa tarkastelluissa kohteissa pohjavedellä on ollut tärkeä osuus ongelman ilmenemiselle tai etenemiselle. Siten sitä voidaan pitää suurimpana yksittäisenä osa-alueena. Muilta osin sedimenttisyntyiset kerrokset ovat kokonaisuutena alttiimpia ongelmien ilmentymiselle. Monet näistä kerrostumista ovat syntyneet samankaltaisissa olosuhteissa, mutta muuta yhteistä niiden välillä ei voida tämän tutkielman perusteella havaita. Ongelmien korjaaminen on mahdollista alueilla, joissa kerrostumat ovat nuoria sedimenttejä. Kiteisen kallioperän muokkaaminen jälkikäteen on hankalampaa, mutta rinneympäristöihin on mahdollista rakentaa tukia. Kiinteän kallioperän alueella suurimmat ongelman juontuvat rakoilusta, joten ongelmia ehkäistään tukemalla rakojen erottamat kiviblokit keinotekoisesti toisiinsa. Selkeimmin tätä käytetään Jinpingin

patoalueella.

Rakentamisen kannalta on tärkeää tuntea geologian erityispiirteet ja tehdä suunnitelma niiden vaatimusten mukaisesti. Nykyaikana tähän on tarjolla laaja valikoima tutkimusmenetelmiä, aiempia alueellisia kartoituksia ja erilaisia vahvistusmenetelmiä. Yksinkertaisimmillaan oikeanlaiset perustukset voivat taata rakennukselle pitkän ja ongelmattoman käyttöiän. Haastavammilla alueilla vaaditaan pohjamaan tai lähellä olevien rinteiden vahvistuksia. Erilaisten vahvistuksien tarve saadaan parhaiten selville paikallisesti suoritettavilla riskikartoituksilla, joilla voidaan tehdä valmiit suunnitelmat useille eri kokoisille ja eri käyttötarkoituksiin tuleville rakennuksille.

6. Kiitokset

Haluan kiittää seuraavia henkilöitä tuesta ja kannustuksesta tämän tutkimuksen tekemiseen. Maantieteen ja geologian laitoksen opetushenkilökuntaa innostavien kurssien pitämisestä. Ne ovat luoneet pohjan kiinnostukselleni soveltavaan geologiaan. Professori Matti Räsästä alkuperäisen aiheen, pohjamaan vaikutuksen rakennusgeologiaan, hyväksymisestä Pro Gradu –tutkielmaksi. Ohjaajaani FT Timo Kilpeläistä tutkielman aiheen muokkaamisessa nykyiseen muotoon. Sekä niitä henkilöitä, jotka ovat oikolukeneet tämän työn sen eri vaiheissa.

7. Lähteet

Abrahams, T. 2009: The city they had to move. Wired UK, 26.5.
<http://www.wired.co.uk/magazine/archive/2009/06/features/the-city-they-had-to-move>

Alaja, E. 2012: Helsingin Jäähalli. Jääkenttäsäätiö, Bookwell Oy: 18-25.

Alaniz-Álvarez, S. A. ja Nieto-Samaniego, Á. F. (toim.) 2007: Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México. Geological Society of America, Special Paper 422. 458s.

Anbalagan, R. 1992: Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. Engineering Geology 32: 269-277.

Aria 2009: Burst of a dam. 2 December 1959, Malpasset (Var), France. French Ministry for Sustainable Development - DGPR / SRT / BARPI. Accident Report N° 29490. 7s.

Arthur, J. D., Bond, P., Lane, E., Rupert, F. R. ja Scott, T. M. 1994: Chapter 3: Florida's Global Wandering Through the Geological Eras. Teoksessa: Lane, E.: Florida's Geological History and Geological Resources. Florida Geological Survey, Special Publication No. 35: 11-25.

ASTM International 2006: ASTM D2487-06, Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System). 12s.

Baliak, F. ja Stríček, I. 2012: 50 rokov od katastrofálneho zosuvu v Handlovej (50 years after catastrophic landslide in Handlová (Slovakia)). Mineralia Slovaca 44: 119-130.

Bell, F. G., Cripps, J. C. ja Culshaw, M. G. 1986: A review of the engineering behaviour of soils and rocks with respect to groundwater. Groundwater in engineering Geology. Geological Society, London, Special Publications: 1-23.

Bergman, S., Kübler, L. ja Martinsson, O. 2001: Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). Sveriges Geologiska Undersökning, Ba 56: 5-54.

Birch, G. ja Warren, C. 2006: Technical developments in the monitoring of the Folkestone Warren landslide complex. IAEG2006 Paper number 78. The Geological Society of London. 11s.

Bowen, R. 1984: Geology in Engineering. Elsevier Applied Science Publishers: 1-214.

Brekke, T. L. ja Howard, T. R. 1972: Functional Classification of Gouge Materials from Seams and Faults in Relation to Stability Problems in Underground Openings. Annual Technical Report, Advanced Research Project Agency. 80s.

Brinkmann, R. 2013: Florida Sinkholes: Science and Policy. University of Florida. 236s.

Brinkmann, R., Parise, M. ja Dye, D. 2008: Sinkhole distribution in a rapidly

developing urban environment: Hillsborough County, Tampa Bay area, Florida. Engineering Geology 99: 169-184.

British Geological Survey (BGS) 2008: BGS Geology 625k - DiGMapGB-625. National Environment Research Council. http://www.bgs.ac.uk/products/digitalmaps/digmapgb_625.html (noudettu 12.9.2016)

California Department of Conservation 2016: Field Boundaries. The Division of Oil, Gas, and Geothermal Resources (DOGGR). <http://www.conservation.ca.gov/dog/maps> (noudettu 12.4.2017)

California Department of Transportation (Caltrans) 2015: California Cities. Caltrans GIS Data, California State Board of Equalization. <http://www.dot.ca.gov/hq/tsip/gis/datalibrary/Metadata/cities.html> (noudettu 13.4.2017)

Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2000: Canadian Digital Elevation Data (CDED) 1:50 000. Government of Canada, Natural Resources Canada, Earth Sciences Sector. <http://www.nrcan.gc.ca/home> (noudettu 24.4.2017)

Capra, L., Macías, J. L., Scott, K. M., Abrams, M. ja Garduño-Monroy, V. H. 2002: Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research 113: 81-110.

Cerca, M., Carreón-Freyre, D., López-Quiroz, P., Ovando-Shelley, E., Doin, M. P., Gutierrez-Calderón, R., González-Hernández, M., Jimenez-Sánchez, A. ja Blancas-Dominguez, D. 2012: Engineering geology approach to the effects of land subsidence in Mexico City. Teoksessa: Aranda-Gómez, J. J., Tolson, G. ja Molina-Garza, R. S. (toim.): The Southern Cordillera and Beyond. Geological Society of America Field Guide 25: 115-134.

Chen, Y., Hong, J., Tang, S. ja Zhou, C. 2016: Characterization of transient groundwater flow through a high arch dam foundation during reservoir impounding. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering 8: 462-471.

China National Petroleum Corporation 2012: Sichuan Basin. Brochures 21: 2-5.

Colazas, X. C. ja Strehle, R. W. 1995: Subsidence in the Wilmington Oil Field, Long Beach, California, USA. Teoksessa: Chilingarian, G. V., Donaldson, E. C. ja Yen, T. F.: Subsidence due to Fluid Withdrawal. Developments in Petroleum Science 41: 285-335.

Cruden, D. M. ja Krahn, J. 1978: Frank Rockslide, Alberta, Canada. Teoksessa: Voight, B.: Rockslides and Avalanches I: Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering 14A: 97-112.

Cui, Y., Miller, D., Nixon, G., and Nelson, J., 2015: British Columbia digital geology. British Columbia Geological Survey, Open File 2015-2 <http://www.empr.gov.bc.ca/mining/geoscience/pages/default.aspx>

Deere, D. U. ja Deere, D. W. 1988: The Rock Quality Designation (RQD) Index in Practice. Teoksessa: Kirkdale, L.: Rock Classification Systems for Engineering Purposes. American Society for Testing and Materials, STP984: 91-201.

EuroGeographics 2015: EuroGlobalMap. Original product is freely available at www.eurogeographics.org (noudettu 27.9.2016)

de Ferranti, J. 2014: 3" arc Digital Elevation Data. <http://viewfinderpanoramas.org> (noudettu 19.4.2017)

Fetter, C.W. 2001: Applied Hydrogeology. Prentice-Hall Inc. 4. painos: 24-345.

Florida Department of Environmental Protection (FDEP) 2015: Florida Subsidence Incident Reports. Florida Geological Survey (FGS). FDEP Open Data: Geology and Geophysics. https://ca.dep.state.fl.us/arcgis/rest/services/OpenData/FGS_SUBSIDENCE/MapServer/0 (noudettu 12.04.2017)

Frank Slide Interpretive Centre: Alberta History. <http://history.alberta.ca/frankslide> (noudettu 5.6.2016)

Froese, C. R. ja Moreno, F. 2014: Structure and components for the emergency response and warning system on Turtle Mountain, Alberta, Canada. *Natural Hazards* 70: 1689-1712.

Geologian tutkimuskeskus (GTK) ja Maanmittauslaitos (MML) 2013: Kallioperä 1:1 000 000, Maankamara-palvelu. <http://gtkdata.gtk.fi/Maankamara> (noudettu 28.9.2016)

Gokhale, K. V. G. K. 2008: Principles of Engineering Geology. BS Publications, Hyderabad: 26-130.

Gong, M., Qi, S. ja Liu, J. 2010: Engineering geological problems related to high geostresses at the Jinping I Hydropower Station, Southwest China. *Bulletin of Engineering Geology and Environment* 69: 373–380.

Gonzales, L. ja Pfiffner, O. A. 2012: Morphologic evolution of the Central Andes of Peru. *International Journal of Earth Sciences* 101: 307-321.

Google Earth 2016: Landsat Image. CNES / Astrium. Google Inc. (noudettu 12.9.2016)

Gurevich, A. E., Chilingarian, G. V ja Bou-Rabee, F. 1998: Subsidence Caused by Fluid Withdrawal: The Need for a Systems Approach. Teoksessa: Borchers, J. W. (toim.): Land Subsidence Case Studies and Current Research. Proceeding of the Dr. Joseph F. Poland Symposium. Association of Engineering Geologists, Special Publication No. 8: 479-486.

Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J. ja Jourde, H. 2014: A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews* 138: 61-88.

Frietsch, R. (toim.) 1980: Precambrian ores of the northern part of Norrbotten county, northern Sweden, Guide to excursions 078 A+C, Part 1 (Sweden). 26th International Geological Congress, Paris 1980. Geologian tutkimuskeskus: 1-20.

Haavisto-Hyvärinen, M. ja Kutvonen, H. 2005: Maaperäkartan käyttöopas. Geologian tutkimuskeskus, verkkojulkaisu. <http://weppi.gtk.fi/aineistot/mp-opas>

Hamrim, H. 2001: Underground Mining Methods and Applications. Teoksessa: Hustrulid, W. A. ja Bullrock, R. L.: Underground Mining Methods: Engineering Fundamentals and International Case Studies. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration: 3-14.

Hartikainen, J. ja Saraste, A. 1978: Kluuvin ruhjeen geologia, geoteknilliset selvitykset ja tarkkailumittaukset. Rakennustekniikka 4: 217-220.

Helenelund, K. V. 1980: Pohjarakennus. Otakustantamo, 6. painos (alkup. 1967). 198s.

Hijmans, R. 2009: GADM, Global Administrative Areas. <http://gadm.org> (noudettu 24.5.2016)

Hine, A. C. 2009: Geology of Florida. Brooks/Cole, Cengage Learning. 29s.

Holzer, T. L. 1989: State and Local Response to Damaging Land Subsidence in United States Urban Areas. Engineering Geology 27: 449-466.

Hraško, L. ja Lacenová, K. 2010: Geologická mapa SR 1:1 000 000 – WMS. Perustuen karttaan Vozár, J. ja Káčer, Š. (toim.) 1998: Geological Map of the Slovak Republic, 1:1 000 000. State Geological Institute of Dionýz Štúr (SGIDŠ). <http://apl.geology.sk/mapportal/#> (noudettu 23.4.2017)

Huang, R., Lin, F. ja Yan, M. 2010: Deformation mechanism and stability evaluation for the left abutment slope of Jinping I hydropower station. Bulletin of Engineering Geology and Environment 69: 365-372.

Huber, R. 2012: Looking back at Winter Park's famous sinkhole. Orlando Sentinel. http://articles.orlandosentinel.com/2012-11-13/news/os-fla360-looking-back-at-winter-parks-famous-sinkhole-20121113_1_sinkhole-orlando-sentinel-winter-park (noudettu 9.9.2016)

Humair, F., Pedrazzini, A., Epard, J.-L., Froese, C. R. ja Jaboydoff, M. 2013: Structural characterization of Turtle Mountain anticline (Alberta, Canada) and impact on rock slope failure. Tectonophysics 605: 133-148.

Hutchinson, J. N. 1969: A Reconsideration of the Coastal Landslides at Folkestone Warren, Kent. *Géotechnique* 19: 6-38.

Hutchinson, J. N., Bromhead, E. N. ja Lupini, J. F. 1980: Additional observations on the Folkestone Warren Landslides. *Quarternary Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 13: 1-31.

Hutchinson, J. N. ja Kojan, E. 1975: The Mayunmarca Landslide of 25 April 1974. Unesco. 58s.

Hänninen, P. 1991: Maatutkaluotaus maaperägeologisissa tutkimuksissa. *Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti* 103. 33s.

Ingár, K. ja Wagner, P. 2004: Analýza vzniku, vývoja a súčasného stavu katastrofálneho Handlovského zosuvu z rokov 1960/1961. *Mineralia Slovaca* 36: 119-128.

INGEMMET 2015: Mapa Geológico del Perú a escala 1:1 000 000. Dirección de Geología Regional, Peru. <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/index.html> (noudettu 20.4.2017)

Instituto Nacional de Bellas Artes y Literatura 2010: Palacio de Bellas Artes, Historia. México. <http://www.palacio.bellasartes.gob.mx/historia.html> (noudettu 21.6.2016)

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) 2013: Conjunto de Datos Geológicos Vectoriales Escala 1:250,000. Karttalehdet e1405 ja e1402. <http://www.inegi.gob.mx/>

Juhola, M. O. 1961: Perustusten vahvistamistöitä Kluuvien alueella. *Rakennustaito* 56: 507-511.

Kauranne, L. K., Gardemeister, R., Korpela, K. ja Mälikki, E. 1979: Rakennusgeologia II. Otakustantamo. 530s.

Korhonen, K.-H., Gardemeister, R. ja Tammirinne, M. 1974: Geotekninen

maaluokitus. Valtion teknillinen tutkimuskeskus, Geotekniikan laboratorio. Tiedonanto 14: 8-11.

Korhonen, K.-H. ja Helenelund, K. V. 1964: Geotekniikka ja pohjarakennus. Valtion teknillinen tutkimuslaitos. Tiedotus, sarja III – Rakennus 78. 75s.

Korhonen, K.-H. ja Leskelä, A. 1970: Siipikaira pohjatutkimusvälineenä. Valtion teknillinen tutkimuslaitos. Tiedotus, sarja III – Rakennus 143. 148s.

Korhonen, K.-H. ja Tammirinne, M. 1967: Maa- ja kallioperä rakennuspohjana. Pientalojen pohjatutkimukset. Valtion teknillinen tutkimuslaitos. Tiedotus, sarja III – Rakennus 120. 149s.

Kováč, M., Nagymarosy, A., Soták, J. ja Šutovská, K. 1992: Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. Tectonophysics 226: 401-415.

Kuhns, G. K., Hussein, M. ja Gray, K. 2003: Deep Foundations in the Challenging Geology of Central Florida. Deep Foundations Institute, Proceedings of the 28th Annual Conference on Deep Foundations: 33-43.

Kuivamäki, A. (toim.) 2009: Tampereen seudun taajamageologinen kartoitus- ja kehittämishanke (TAATA). Vaihe I: Tampereen seudun taajamageologinen kartoittaminen ja GeoTIETO-käyttöliittymän kehittäminen. Geologian tutkimuskeskus. 84s.

Kähkönen, Y. 2005: Chapter 8 Svecofennian supracrustal rocks. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. A. ja Rämö, O. T.: Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology 14: 343-405.

Laitala, M. 1991: Helsingin kartta-alueen kallioperä. Kallioperäkarttojen selitykset, Suomen geologinen kartta 1:100 000, lehti 2034. Geologian tutkimuskeskus. 47s.

Lane, E. 1986: Karst in Florida. Special Publication No. 29, Florida Geological Survey. 100s.

Lee, K. L. ja Duncan, J. M. 1975: Landslide of April 25, 1974 on the Mantaro River, Peru. Report of inspection. Committee on Natural Disasters, Commission on Sociotechnical Systems, National Research Council. National Academy of Sciences. 72s.

Legget, R. F. 1973: Cities and Geology. McCraw-Hill Inc. : 205-208.

Legget, R. F. ja Hatheway, A. W. 1988: Geology and Engineering. McGraw-Hill Book Company. 613s.

Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z., Fülöp, A. ja Kovacs, M. 2010: Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. Central European Journal of Geosciences 2: 207-270.

Long Beach Gas & Oil Department: Subsidence. City of Long Beach. <http://www.longbeach.gov/lbgo/about-us/oil/subsidence/> (noudettu 9.9.2016)

Ludington, S., Moring, B. C., Miller, R. J., Stone, P. A., Bookstrom, A. A., Bedford, D. R., Evans, J. G., Haxel, G. A., Nutt, C. J., Flynn, K. S. ja Hopkins, M. J. 2007: Preliminary integrated geologic map databases for the United States - western states: California, Nevada, Arizona, Washington, Oregon, Idaho, and Utah. California geologic map data, USGS Open-File Report 2005-1305. <https://pubs.usgs.gov/of/2005/1305/> (noudettu 12.9.2016)

Mattson, A. 2001: Geofysiikan menetelmistä pohjavesialueen rakenteen tutkimuksissa. Teoksessa: Salonen, V.-P. ja Korkka-Niemi, K. (toim.): Kirjoituksia pohjavedestä. Turun yliopisto: 47-53.

Mayuga, M. N. ja Allen, D. R. 1970: Subsidence in the Wilmington Oil Field, Long Beach, California, U.S.A. Teoksessa: Tson, L. J.: Land Subsidence. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences 89: 66–79.

McCann, T. (toim.) 2008: The Geology of Central Europe. The Geological Society of London. 1449s.

McClay, K. R. ja Insley, M. W. 1986: Duplex structures in the Lewis thrust sheet,

Crowsnest Pass, Rocky Mountains, Alberta, Canada. *Journal of Structural Geology* 8: 911-922.

McConnell, R.G. ja Brock, R.W. 1904: Report on the great landslide at Frank, Alberta. Department of the Interior, annual report for 1903. 52s.

McLaughlin, D. H. 1924: Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Bulletin of the Geological Society of America* 35: 591-632.

Meuser, M. R. 2016: MapCruzin.com. <http://www.mapcruzin.com/> (noudettu 24.9.2016)

Millward, D. 2014: The Wealden District. Regional Geology of Britain. British Geological Survey, Natural Environmental Research Council. 10s.

Mossop, D. D. ja Shetsen, I. (toim.) 1994: Geological atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council. <http://ags.aer.ca/reports/atlas-of-the-western-canada-sedimentary-basin.htm> (26.5.2016)

Natural Earth 2016: Free vector and raster map data @ [naturalearthdata.com](http://www.naturalearthdata.com). <http://www.naturalearthdata.com> (noudettu 24.5.2016)

Nordmark, M. ja Pekkari, L. 2014: City in transformation. Kiruna Sadsomvandling. <http://www.kiruna.se/Stadsomvandling/> (noudettu 6.3.2015)

Norris, R. M. ja Webb, R. W. 1976: Geology of California. John Wiley & Sons, Inc. 341s.

Ojala, A. E. K. 2009: Perkkaan ja Mustalahden alueiden hienorakeisten maalajien kerrosjärjestys ja ominaisuudet. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti. 24s.

OpenStreetMap 2017: OpenStreetMap Data. OpenStreetMap contributors. <https://www.openstreetmap.org/> (noudettu 18.4.2016 Geofabrik GmbH -palvelusta)

<http://download.geofabrik.de/>)

Ortiz-Zamora, D. ja Ortega-Guerrero, A. 2010: Evolution of long-term land subsidence near Mexico City: Review, field investigations, and predictive simulations. *Water Resources Research* 46. 15s.

Ovando-Shelley, E., Romo, M. P., Contreras, N. ja Giralt, A. 2003: Effects on soil properties of future settlements in downtown Mexico City due to ground water extraction. *Geofísica Internacional* 42: 185-204.

Ovando-Shelley, E. ja Santoyo, E. 2001: Underexcavation for Leveling Buildings in Mexico City: Case of the Metropolitan Cathedral and the Sagrario Church. *Journal of Architectural Engineering* 7: 61-70.

Over, M. 2012: SRTM based Contour Lines. OpenDEM. <http://opendem.info> (noudettu 14.4.2017)

Pajunen, M. (toim.) 2008: Tectonic evolution of the Svecofennian crust in southern Finland – a basis for characterizing bedrock technical properties. Geological Survey of Finland, Special Paper 47.326s.

Pajunen, M., Airo, M.-L., Elminen, T., Niemelä, R., Salmelainen, J., Vaarma, M., Wasenius, P. ja Wennerström, M. 2002: Raportti I. Menetelmänkehitys ja ohjeistus. “Kallioperän rakennettavuusmalli taajamiin” -projekti. Geologian tutkimuskeskus, Raportti K.21.42.2002/5: 18-37.

Palacio-Prieto, J. L. 2015: Geoheritage Within Cities: Urban Geosites in Mexico City. *Geoheritage* 7: 365-373.

Peltoniemi, M. 1988: Maa- ja kallioperän geofysikaaliset tutkimusmenetelmät. Otakustantamo 515. 411s.

Poland, J. F. (toim.) 1984: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. Prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4. Unesco, Studies and reports in hydrology 40. 305s.

Porto Tapiquén, C. E. 2015: Urban Areas of Mexico. Orogénesis Soluciones Geográficas, pohjautuen Enviromental Systems Research Institute (ESRI) aineistoon. <http://tapiquen-sig.jimdo.com> (noudettu 18.4.2017)

Prior, G.J., Hathway, B., Glombick, P.M., Pană, D.I., Banks, C.J., Hay, D.C., Schneider, C.L., Grobe, M., Elgr, R. and Weiss, J.A. 2013: Bedrock geology of Alberta, Map 600 1:1 000 000. Alberta Energy Regulator, AER/AGS.

Qi, S., Wu, F., Yan, F. ja Lan, H. 2004: Mechanism of deep cracks in the left bank slope of Jinping first stage hydropower station. Engineering Geology 73: 129–144.

Rakennusinsinööriyhdistys 1964: Pohjarakennuksen normit. Rakennusinsinööriyhdistyksen julkaisuja A45. 36s

Rantamäki, M., Jääskeläinen, R. ja Tammirinne, M. 1979: Geotekniikka. Otatieto Oy. 295s.

Roinisto, J. (toim.) 1986: Kalliorakentaminen Suomessa. Maanalaisten tilojen rakentamisyhdistys ry. Rakentajain Kustannus Oy. 190s.

Schenk, C. J., Viger, R. J. ja Anderson, C. P. 1997: Maps Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of the South America Region. U. S. Geological Survey Open-File Report 97-470D, USGS Central Region Energy Resources Team. <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470D>

Schister, R. L., Salcedo, D. A. ja Valenzuela, L. 2002: Overview of catastrophic landslides of South America in the twentieth century. Teoksessa: Evans, S. G. ja DeGraff, J. V.: Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms. Reviews in Engineering Geology Volume XV. The Geological Society of America: 17-19.

Schuster, R. L. ja Krizek, R. J. (toim.) 1978: Landslides: Analysis and Control. Special Report 176. Transportation Research Board, National Academy of Sciences. 234s.

Shiyong, W., Manbin, S. ja Jian, W. 2010: Jinping hydropower project: main technical issues on engineering geology and rock mechanics. Bulletin of Engineering Geology and

Environment 69: 325-332.

Scott, T. M., Campbell, K. M., Rupert, F. R., Arthur, J. D., Missimer, T. M., Lloyd, J. M., Yon, J. W., Duncan, J. G. 2001: Geologic Map of the State of Florida. Florida Geological Survey & Florida Department of Environmental Protection, Map Series 146. 1s.

Song, S., Feng, X., Rao, H. ja Zheng, H. 2013: Treatment design of geological defects in dam foundation of Jinping I hydropower station. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering 5: 342-349.

Steinshouer, D. W., Qiang, J., McCabe, P. J. ja Ryder, R. T. 1997: Maps Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of the Asia Pacific Region. U. S. Geological Survey Open-File Report 97-470F, USGS Central Region Energy Resources Team. <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470F/>

Stone, P. ja Jackson, A. A. 2015: Bedrock Geology UK South. EarthWise, British Geological Survey.
http://earthwise.bgs.ac.uk/index.php/Bedrock_Geology_UK_South:_Introduction
(noudettu 2.7.2016)

Stöckel, B.-M., Sjöberg, J., Mäkitaavola, K. ja Savilahti, T. 2012: Mining-induced ground deformations in Kiruna and Malmberget. ISRM International Symposium - EUROCK 2012, 28-30 May, Stockholm, Sweden. International Society for Rock Mechanics. 14s.

Taylor, M., Yin, A., Styron, R. ja Okoronkwo, K. 2013: HimaTibetMap.
<https://github.com/HimaTibetMap/HimaTibetMap>

The Florida Senate 2010: Issues Relating to Sinkhole Insurance. Interim Report 2011-104. 47s.

Tielaitos 1995: Tieleikkausten pohjatutkimukset. Tielaitoksen selvityksiä 79, Geotekniikan informaatiojulkaisuja. Geokeskus. 50s.

Tihansky, A. B. 1999: Sinkholes, west-central Florida. Teoksessa: Galloway, D., Jones, D.R. ja Ingebritsen, S.E. (toim.): Land subsidence in the United States. U.S. Geological Survey Circular 1182: 121-140.

Tikkanen, H. 1978: Rakentamisen vaikutus pohjaveteen Helsingin keskustassa. Geoteknillisen toimiston tiedote 10. Helsingin kaupungin Geoteknillinen toimisto (Kiinteistövirasto). 128s.

Torre Latinoamericana 2016: Historia. <http://torrelatinoamericana.com.mx/historia/> (noudettu 14.6.2016)

Trenter, N. A. ja Warren, C. D. 1996: Further Investigations at the Folkestone Warren landslide. Géotechnique 46: 589-620.

US Army Corp Engineers 1984: Environmental Impact Report / Environmental Impact Statement. Los Angeles-Long Beach Harbors Landfill Development. Los Angeles County, California: 68-79.

United States Census Bureau 2016: Cartographic Boundary Shapefiles – Counties. <https://www.census.gov/geo/> (nuodettu 13.4.2017)

U.S. Geological Survey (USGS) 1996: Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30). Center for Earth Resources Observation and Science (EROS). <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30> (noudettu 18.04.2017, <http://www.webgis.com/>)

U.S. Geological Survey (USGS) 1999: Generalized Geology of the Far East (geo3al). Central Energy Resources Team. <http://energy.cr.usgs.gov/oilgas/wep/>

U.S. Geological Survey (USGS) 2006: Quaternary fault and fold database for the United States. <http://earthquakes.usgs.gov/hazards/qfaults/> (noudettu 19.4.2017)

U.S. Geological Survey (USGS) 2014: 1:1,000,000-Scale Contours of the Conterminous United States. National Atlas of the United States. <http://nationalatlas.gov/atlasftp-1m.html> (noudettu 12.4.2017)

Villegas, T. 2008: Numerical Analyses of the Hangingwall at the Kiirunavaara Mine. Licentiate Thesis. Luleå University of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Division of Rock Mechanics. 109s.

Vuorela, M. ja Eronen, T. 1981: The driving of metro tunnels at Helsinki with the aid of ground freezing. Engineering geology 18: 377-384.

Vähäaho, I., Korpi, J. ja Anttikoski, U. 2002: Use of Underground Space and Geo-Information in Helsinki. City of Helsinki Geotechnics. 8s.

Vänskä, P. ja Raudasmaa, P. 2005: Helsingin keskustan kallioruhjeet. Geoteknisen osaston julkaisu 89. Helsingin kaupunki, Kiinteistövirasto. 54s.

Walker, R. G. ja James, N. P. (toim.) 1992: Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, GEOText 1. 454s.

Wang, E., Meng, K., Su, Z., Meng, Q., Chu, J. J., Chen, Z., Wang, G., Shi, X. ja Liang, X. 2014: Block rotation: Tectonic response of the Sichuan basin to the southeastward growth of the Tibetan Plateau along the Xianshuihe-Xiaojiang fault. Tectonics 33: 686-717.

Wilson, W. L. ja Beck, B. F. 1992: Hydrogeologic Factors Affecting New Sinkhole Development in the Orlando Area, Florida. Ground Water 30: 918-930.

Wyllie, D. C. ja Mah, C. W. 2004: Rock slope engineering: civil and mining. Spon Press. 431s.

Xeidakis, G. S., Torok, A., Skias, S. ja Kleb, B. 2004: Engineering geological problems associated with karst terrains: Their investigation, monitoring and mitigation and design of engineering structures on karst terrains. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI: 1932-1941.

Yang, Z. Cheng, Y. ja Wang, H. 1986: The Geology of China. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 3. Clarendon Press, Oxford. 275s.

Ympäristöministeriö 2004: Pohjarakenteet: Määräykset ja ohjeet 2004. Valmistelija Jukka Bergman. Suomen rakentamismääräyskokoelma, B3. 30s.

Zárubová, H. ja Mencl, V. 1969: Landslides and their control. Developments in geotechnical engineering Vol 2. Elsevier Publishing Company: 42-53.

Zhang, P.-Z. 2013: A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonophysics 584: 7-22.

Zisman, E. D. 2013: The Florida sinkhole statute: its evolution, impacts and needed improvements. Carbonates and Evaporites 28: 95-102.